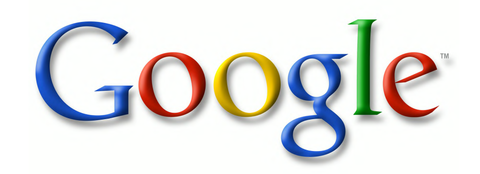
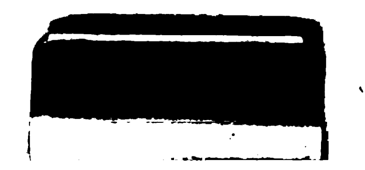






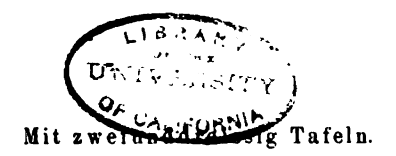
# Zeitschrift

der

# Deutschen geologischen Gesellschaft.

**XXXIV. Band.**

**1882.**



Mit zwe[illegible]g Tafeln.

**Berlin, 1882.**

Bei Wilhelm Hertz (Bessersche Buchhandlung).

Behren-Strasse No. 17.

# Inhalt.

A. Aufsätze. Seite.

# Zeitschrift
der
# Deutschen geologischen Gesellschaft.

1. Heft (Januar, Februar und März 1882).

## A. Aufsätze.

---

### 1. Ueber ein grosses Conocardium aus dem Devon des Oberharzes.

Von Herrn A. Halfar in Berlin.

Hierzu Tafel I.

Bei der Beschreibung des *Pentamerus hercynicus* im Jahrgange 1879, pag. 705 dieser Zeitschrift erwähnte ich auf pag. 707 auch ein *Conocardium*, über welches ich mir eine besondere Notiz vorbehielt. Die folgenden Zeilen bringen nun dieselbe.

Die vorliegenden Exemplare stammen von zwei verschiedenen Orten aus der nämlichen Schicht wie jener *Pentamerus*. also aus dem oberen Theile der Uebergangszone des Spiriferen-Sandsteins zu den ächten *Calceola*-Schichten, welcher sich, wie bereits l. c. erwähnt wurde, paläontologisch schon ganz den letzteren anschliesst, die unmittelbar darüber folgen.

Von der Wegeböschung am nordnordöstlichen Ufer des einstigen Mittleren Schalkteiches liegen nur zwei Steinkerne vor, von welchen der grössere eine durch Quetschung sehr verunstaltete unvollständige rechte Klappe von 37 mm Länge und der andere ein von den Seiten her zusammengedrücktes kleines, wohl junges Individuum darstellt.

An der südöstlichen Böschung des vor etwa zwei Jahren angelegten Forstfahrweges, welcher von der Goslar-Zellerfelder Chaussee von der Hohnkehl her nach Hahnenklee führt, stehen nördlich vom Gipfel des Bocksberges und südwestlich unfern vom oberen Ausgange des Grossen Todtenthals, und zwar im unmittelbaren Liegenden der eigentlichen *Calceola*-Schichten zwei

gänzlich verwitterte Gesteinsbänke von etwa $1/3$ Meter Mächtigkeit über einer nur wenige Centimeter dicken hellen, gelblichen bis röthlichen Lettenlage an. Dieselben entsprechen, bis auf ihre hellere, schmutzig ockergelbe Farbe, ganz denjenigen, welche in obigem Aufsatze l. c. pag. 706 vom Mittleren Schalkteiche beschrieben worden sind und stellen wohl das völlig mürbe und zu sandigem Grus zerfallene Verwitterungsproduct eines eigenthümlichen sehr kalkreichen und in Kalkstein übergehenden, stark eisenschüssigen, compacten Grauwackenschiefers dar, von dessen kalkreichsten Partieen jetzt nur noch unförmliche Knollen eines sehr dunklen, unreinen kiesligen Kalksteins erhalten sind. — Aus der auch hier stets feuchten Masse dieser zersetzten Gesteinsbänke stammt nun, ausser verschiedenen Bruchstücken der nämlichen Art, das grosse, im Folgenden besonders in Betracht kommende *Conocardium.* Leider sind es nur der Steinkern und der Hohldruck eines unvollständigen, von oben nach unten breitgedrückten Exemplares. Befremdet es, wie bei so mangelhaftem Materiale die nachstehende Ermittelung der Species versucht werden konnte, so sei erwähnt, dass auf bessere Funde bei der besagten Gesteinsbeschaffenheit kaum zu rechnen ist, und dass das vorliegende Individuum schon allein durch seine aus devonischen Bildungen bisher unbekannte Grösse zu seinem genaueren Studium förmlich herausfordert.

Da eine Benennung der einzelnen Theile der Conocardien-Schale erst nach Ermittelung ihrer Analogieen mit Schalen bekannter Lamellibranchienarten und somit zugleich der systematischen Stellung von *Conocardium* unter den Lamellibranchiaten überhaupt möglich ist, so können auch die bisherigen, sehr abweichenden Ansichten über letztere hier nicht unberücksichtigt bleiben.

Ganz abgesehen von der unerklärlichen Auffassung des verstorbenen Agassiz, nach welcher Gründe dafür sprächen, dass sich das Genus *Conocardium* Bronn = *Pleurorhynchus* (Ansted) Phillips in mancher Beziehung an die Brachiopoden anschliessen solle [1]), stellt es bereits sein Begründer, Bronn, zu den *Cardiaceen* und unter diesen in die Verwandschaft mit dem lebenden Geschlechte *Hemicardium*[2]) (Klein) Cuv., und Sowerby vergleicht sein *Conocardium hibernicum* zunächst mit *Cardium cardissa* Lin. [1]). Ferd. Römer ist derselben Ansicht wie Bronn und führt von lebenden Formen als *Conocardium* besonders

---

[1]) Vergl. J. Sowerby, Grossbritanniens Mineral-Conchologie, deutsch von E. Desor und L. Agassiz, 1837. pag. 124, Anmerkung.

[2]) Bronn, Handburch einer Geschichte der Natur, III., Index palaeontolog. 1848. pag. 324.

nahestehend — wohl nicht ganz zutreffend — *Cardium aviculare* Lam. an [1]), wovon sich diese Gattung nur durch die Verlängerung der Schale nach hinten in der Richtung des Schlossrandes und das bedeutende Klaffen unterscheiden soll. De Koninck sucht dagegen wegen der an *Conoc. hibernicum* de Kon. (non Sow.!) von ihm beobachteten Schlosszahnbildung, welche allerdings von derjenigen der *Cardiaceen* bedeutend abweicht, die Verwandtschaft dieses Geschlechts mit *Tridacna* nachzuweisen [2]), wogegen indess der abweichende Umriss, die Sculptur und die Structur der beiderseitigen Schalen spricht. Mac-Coy hält das klaffende Ende von *Pleurorhynchus* Phill. für das entsprechende Siphonalende von *Pholas dactylus* Lin. oder *Mya truncata* Lin. und sagt, dass die wahre Stellung der Gattung zwischen *Mya* und *Pholas* zu sein scheine. [3]) Dafür spricht aber kaum das Nähere der Form, und noch viel weniger die Sculptur und Structur der Schalen dieser Gattungen. S. P. Woodward endlich vergleicht in Rede stehendes Geschlecht beispielsweise mit *Cardium (Adacna) laeviusculum* Eichw., wonach die grosse klaffende Oeffnung zum Austritte des Fusses sowie die lange dünnere Röhre am anderen Schalenende als Siphonalröhre gedient hätte, und wendet gegen die von den Autoren vorwiegend vertretene Ansicht, dass das abgestutzte Schalenende das vordere sei, ein, dass diese Meinung hinsichtlich der meisten frei lebenden und gleichklappigen Lamellibranchiaten mit ihrer senkrechten Stellung und der Gewohnheit, sich in den Meeresboden einzubohren, unvereinbar sei. [4])

Wenn nun trotz de Koninck's und M' Coy's Einsprüchen nach der Ansicht der Mehrzahl der Forscher überhaupt eine gewisse Verwandschaft von *Conocardium* mit den Cardiaceen und unter diesen wiederum eine Annäherung an Arten mit auffälliger Abstutzung des einen Schalenendes, also insbesondere der Gattung *Hemicardium*, am wahrscheinlichsten ist, so scheinen ferner von den letzteren unserem Genus vor Allem zwei lebende Species nahe zu stehen, auf welche ich in Folge der gütigen Erlaubniss des Prof. Dr. v. Martens, die Lamellibranchien des zoologischen Museums der hiesigen Universität besichtigen zu dürfen, aufmerksam wurde. Es sind dies das dickschalige *Cardium hemicardium* Lin. = *Hemicardium*

---

[1]) H. G. Bronn u. F. Römer, Lethaea geogn., III. Aufl., 1. Bd., Palaeo-Lethaea II., 1851—1856. pag. 419.

[2]) De Koninck, Descript. des anim. foss. du terrain carbonif. de Belgique, supplém. 1851. pag 675.

[3]) M' Coy, A synopsis of the characters of the carboniferous limestone fossils of Ireland 1862 pag. 57.

[4]) S. P. Woodward, A manual of the mollusca, sec. edit. 1871. pag. 455.

*tetragonum* Voigt aus dem chinesischen Meere und das dünnschalige *Hemicardium Junoniae* Lam. = *Hemicardium roseum* Chemn., aus der Umgebung von Singapore. Ausser ihrer dem *Conocardium* bis auf das Klaffen der Schale (— welches ja aber nicht allen Cardien-Arten fehlt —) am nächsten stehenden Schalenform und Sculptur[1]), ist es bei ihnen auch zweifellos, dass ihr abgestutztes Ende das hintere ist; denn auf diesem liegt nicht allein das kurze, indess deutliche Ligament und zwar bei *H. Junoniae* mitten in einer *Lunula*-ähnlichen *Area*, sondern von ihm sind überdies die Wirbel ab-, oder richtiger vorwärts gebogen. Ist von den Arten unserer fossilen Gattung auch kein Ligament bekannt, so erweisen sich die Wirbel von Exemplaren des *Conocardium hibernicum*, welche mir ausser anderen Arten dieser Gattung durch die Herren Professoren Geheimrath Beyrich und Dr. Dames mit bekannter Liberalität aus dem Paläontologischen Museum der hiesigen Universität zum Vergleiche überlassen wurden, bei einer genauen Besichtigung ebenfalls von dem schräg abfallenden Schalentheile abwärts, also vorwärts gebogen, und Sowerby's Abbildung des grössten Exemplars derselben Art in der erwähnten Mineral-Conch. t. 60 (82) f. 1 deutet ferner auf ein, auf dem abgestutzten Theile gelegenes und ebenfalls von einer *Lunula*-ähnlichen flacheren Grube in seiner grössten Länge umschlossenes Ligament hin. Dem darunter befindlichen abgebrochenen dornförmigen Fortsatz des somit hinteren Schalentheiles entspricht bei dem lebenden *Hemicardium Junoniae* eine herzförmige Ausbuchtung der Klappen. Ueberdies sind bei ihm der vordere und hintere Schalentheil zu einer kielförmigen Umrahmung der abgestutzten Hinterseite zusammengedrückt, welche ganz auf das auffällige, freilich nicht hohle, sondern massive Schalenstück bei den meisten Conocardien-Arten hindeutet, das ich kurz als „die Schleppe" bezeichnen will und worauf ich später zurückkomme.

Für die Deutung des abgestutzten als des hinteren Theiles unserer Gattung scheint mir aber ein bisher wohl übersehener Umstand noch besonders beweisend zu sein. Es ist der unvergleichlich grössere und bei einem etwaigen Einbohren in den Meeresboden kaum zu überwinden gewesene mechanische Druck, welchen das Thier bei einer Vorwärtsbewegung gegen den bisweilen fast rechtwinklig abfallenden, nahezu ebenen Klappentheil, zumal bei dem Vorhandensein jener Schleppe und insbesondere dann hätte ausüben müssen, wenn diese, wie bei *Pleurorhynchus giganteus* M' Coy[2]), zu einer Art becherförmigen, tiefen Umrahmung ausgeartet war.

---

[1]) Man vergl. z. B. *Hemicard. Junoniae* mit *Conoc. hibernicum* Sow.
[2]) Vergl. M' Coy, l. c. pag. 58. pl. IX. f. 1.

Kehren wir nun zur vorliegenden Art zurück, so macht insbesondere der von ihr nachstehend auf Tafel I. in Figur 2 abgebildete Rest, ein Steinkern, umrahmt von der doppelt sichelförmigen Schleppe, durch die letztere auf den Beobachter für den ersten Augenblick einen recht befremdenden Eindruck. Der zu diesem Steinkern und der Schleppe gehörige Hohldruck von der Oberfläche des vorderen grösseren Muscheltheiles mit dem Steinkerne b von dem klaffenden Vorderende ist auf derselben Tafel in Fig. 3 dargestellt. Diese Oberfläche war fast glatt, indem die von den Wirbeln ausstrahlenden, äusserst schmalen, 1/4 bis 3/4 mm dicken, schwach gewölbten, rippenähnlichen Leistchen, welche von der klaffenden vorderen Oeffnung nach hinten immer undeutlicher werden und unter der Loupe aus drei Theilen zusammengesetzt erscheinen, von denen der mittlere bisweilen besonders hervortritt, sich kaum über die übrige Schalenfläche erheben (siehe die Vergrösserung Fig. 3a auf Taf. I). Zwischen ihnen liegen ganz unmerklich eingesenkt (vergl. dieselbe Fig. 3a) viel breitere, 3/4 bis 1 3/4 mm betragende, fast ebene Streifen, welche in der Richtung der Anwachsringe aus ungemein niederen, kaum 1/4 mm dicken, kurzen, meist etwas alternirenden Querleistchen mit sehr schmalen Zwischenräumen zusammengesetzt werden. Diese fein quergerippten Furchen vertreten indess — nach dem inneren Schalenbau zu urtheilen! — die eigentlichen Rippen anderer Lamellibranchien.

Die Ornamentirung des hinteren Schalentheils kann zwar von dem vorliegenden grössten Individuum nicht angegeben werden, weil von diesem ein entsprechender Hohldruck fehlt, dürfte jedoch, nach der mit der vorderen gleichen Schalensculptur auf zwei vorhandenen kleineren Steinkernen zu urtheilen, von dieser nur insoweit verschieden gewesen sein, als durch ihre fast ebene schräge Fläche und den ihrem herzförmigen Umriss entsprechenden, ungleich stärker als vorn gekrümmten Verlauf ihrer Radialrippen sowie durch die geringere Breite dieser bedingt wird.

Einige gröbere Längsfalten, welche an der Bauchseite des vorderen Schalentheils dicht über dem Klappenschlusse an einem Hohldruckfragment sichtbar werden, gehören offenbar nicht zur Schalensculptur, sondern sind Einknickungen in der Richtung der Anwachsringe, welche bei einem Zusammenpressen der Klappen von Oben nach Unten entstanden.

Die Structur der Schalen, deren Kalksubstanz durch Gesteinsmasse ersetzt ist, entspricht ganz ihrer äusseren Sculptur. An Stelle der breiten seichten Furchen auf der Oberfläche finden sich im Schaleninneren — zwischen selten erhaltenen, sehr schmalen Reihen von völlig zurücktretenden, gleichsam punktförmigen

Erhebungen (Quertäfelchen) unter den äusseren Leistchen — wirkliche Rippen (siehe Taf. I. Fig. 3 und die Vergr. Fig. 4). Diese sind in der Richtung der Anwachsstreifen aus rechtwinklig zur Aussen- und Innenfläche der Schale gestellten, bisweilen auch doppelt und dann theils in sehr stumpfem Winkel neben einander liegenden Täfelchen aufgebaut, welche, wie Fig. 4a auf Taf. I. zeigt, einen nicht gleichbleibenden, vorwiegend jedoch annähernd trapezoidalen Umriss mit etwas nach hinten geneigter, schwach abgerundeter Innenseite besitzen, wie dies die vierte Schnittfläche in Fig. 4a darstellt. Vielleicht war die Schale an dickeren Stellen aus mehr als einer Lage solcher Täfelchen über einander zusammengesetzt. In der „Schleppe" sind diese Rippentäfelchen etwas breiter, leider aber im vorliegenden Exemplar (Taf. I. Fig. 2) schlecht erhalten, und es zeigen sich zwischen ihnen und der Aussenfläche des hinteren Schalentheils noch, dicht an einander gedrängt, zarte parallelepipedische Leistchen von etwa $^1/_2$ mm Querschnitt, welche kaum oder gar nicht alternirend in der Richtung der Anwachsstreifen liegen und die äussere Lage der prismatischen Schalenschicht bilden. Während diese somit in mindestens zwei Lagen recht deutlich entwickelt ist, muss es befremden, dass von der inneren oder Perlmutterschicht der Schale keine Spur wahrzunehmen ist. Sollte dieselbe bei der Ersetzung der Kalksubstanz durch Gesteinsmasse verloren gegangen sein? — Da dies aber nicht anzunehmen ist, weil man ein Gleiches auch von der übrigen Schale erwarten müsste, so dürfte die Perlmutterschicht nur überaus dünn gewesen sein, wenn sie nicht ganz fehlte.

Die Innenfläche der Schalen lässt, nach dem in Fig. 2 abgebildeten Steinkern eine der Aussenfläche analoge Sculptur erkennen, nur dass die zwischen den vom Wirbel ausstrahlenden Leistchen gelegenen Querrippchen und deren Zwischenräume mindestens theilweise sanft aufwärts gebogen waren, wie dies ihre Abbildung in Fig. 2a vergrössert darstellt.

Was die Zahl der Rippen, beziehungsweise Furchen betrifft, so sind auf dem hinteren abgestuzten Theile der Muschel, und zwar an einem kleineren Steinkerne vom Bocksberge, entlang dem Klappenschlusse vom Wirbel bis an die abgebrochene „Schleppe" deren 16 zu zählen. Der vordere Schalentheil lässt in dem durch Fig. 3 dargestellten Hohldruck 42 Rippen erkennen, was freilich die Abbildung nicht genügend ersichtlich machen kann. Davon entfallen 34 auf das Stück des zugehörigen Steinkerns (Fig. 2) oder vom äussersten Vorderende der klaffenden Oeffnung b bis zur Umbiegung der Innenfläche des sanft gewölbten vorderen Theils der Klappen an seiner Vereinigung mit ihrem hinteren Theile, und 8 bis 9 Rippen liegen auf der vorderen Schalenfläche hinter dieser Vereinigung.

Sucht man dadurch, dass man sich den in Fig. 2 dargestellten Rest von dem vorliegenden *Conocardium* auf den Hohldruck Fig. 3 gelegt denkt, eine Vorstellung von dem Querschnitt der fehlenden Schale dieser Species zu erhalten, so beobachtet man Folgendes: Vorderer und Hinterer Klappentheil vereinigten sich, ohne auf der Oberfläche beider auch nur eine Spur dieser Vereinigung erkennen zu lassen zu der mehrerwähnten „Schleppe“, das heisst zu einer massiven schleppenähnlichen Schalenverlängerung, welche wie ein schneidiger, auswärts gekrümmter Kiel von den Wirbelspitzen beider Klappen nach unten mit zunehmender Breite fortsetzt und so den herzförmigen, schräg abgestutzten hinteren Schalentheil in Gestalt zweier krummflächigen Sicheln umrahmt, bei denen aber Schneide und Rücken vertauscht sind.

Eine 5 mm breite, $2^3/_4$ mm hohe, im Querschnitte mehr quadratisch als rund erscheinende wulstförmige Ausfüllung (Taf. I. Fig. 2a) welche, in der Schleppe, und zwar in jeder Klappe an ihrem Zusammenschluss zur Hälfte gelegen, eine kleine walzenförmige Fortsetzung des Steinkerns vom Schaleninnern bildet, deutet auf eine entsprechende röhrenförmige Durchbohrung dieses tiefsten, dicksten und breitesten Theiles der Schleppe hin (siehe Fig. 1$\alpha$).. Werden nun auch bei einem Steinkern von vielleicht derselben Species, welcher vom Auerhahn südlich Goslar, und zwar angeblich aus ächten *Calceola*-Schichten stammt, unter dem starken, bei diesem mehr dornförmigen Wulst $\alpha$ im verticalen Längsschnitte noch 5 zum Theil recht deutliche kleinere Wülste sichtbar (welche in Fig. 1 unter Canal $\alpha$, in gerissenen Linien angedeutet wurden), so dass man zu glauben versucht werden könnte, dass hier die Ausfüllung der Zahnlücken von nur der einen von zwei Klappen mit gekerbtem Rande vorliege, so muss indess bemerkt werden, dass, falls diese Deutung auch hinsichtlich der viel kleineren Wülste unter $\alpha$ annehmbar wäre (welche ausser einer vom Hauptwulst abweichenden Anordnung überdies nach aussen divergiren, während sich jener dahin in seinem Verticalschnitte schwach zu verjüngen scheint), eine solche bei unserem Individuum einfach unmöglich ist. Hier müsste, wofür nichts spricht, eine Zahnlücke der Klappenrand-Kerbung wiederum auf eine solche fallen, während diese Kerben doch sonst zickzackförmig in einander greifen und dabei keinen Raum zur späteren Entstehung eines Steinkerns übrig lassen. Wir haben es somit bei $\alpha$ mit einem wirklichen Canale zu thun, von dem allerdings — da sein äusseres Ende nicht sichtbar ist, auch nicht behauptet werden kann, dass er auch dann offen blieb, wenn die Klappen geschlossen waren.

Die ursprüngliche Gestalt unseres grössten, wie erwähnt verdrückten, Exemplars ist selbstredend schwer zu reconstruiren,

da seine Dimensionen durch die Zusammendrückung von oben nach unten, und zwar verschieden stark verändert worden sind. Während bei der auffälligen Breitdrückung der Klappen seine ursprüngliche grösste Länge am Bauchrande längs des Klappenschlusses jedenfalls nur eine ganz unbedeutende Dehnung erlitt, wurde indess die Höhe, unter Eintritt eines kleinen Knicks des abgestutzten hinteren herzförmigen Schalenstücks dicht über der Schleppe, bedeutend verkürzt — auf etwa 25 mm zusammengedrückt — und die Entfernung vom höchsten Punkte der Schleppe über den Wirbeln bis zur äussersten Spitze des vorderen klaffenden Endes scheint eher eine kleine Verkürzung, als durch Dehnung eine unbeträchtliche Verlängerung erfahren zu haben.

Bei vorsichtiger Berücksichtigung dieser Verhältnisse unter gleichzeitigem Vergleich der entsprechenden Dimensionen, welche aus Messungen des sonstigen vorliegenden Materials von unserer Species hervorgingen, gelangt man zu einem Umriss von letzterer, wie ihn der auf Taf. I. in Fig. 1 abgebildete fast mediane, nicht ganz verticale Längsschnitt angiebt, der nämlich aus der Verticalebene oben so weit abgeneigt gelegt ist, dass er durch den höchsten Schalenpunkt oberhalb der Wirbelspitzen geht. Die in Millimetern eingetragenen Längen der einzelnen Dimensionen sind in geraden Abständen ihrer Endpunkte gemessen.

Die Schale war an der Vereinigung ihres vorderen und hinteren Theiles zur „Schleppe" am stärksten und erreichte an der Einmündung des Canals $\alpha$, in das Schaleninnere mindestens 6 mm Dicke. Unmittelbar hinter ihrer grössten Ausbauchung war sie am dünnsten, etwa 1 mm stark, und nahm von da nach dem klaffenden vorderen Ende wieder mehr an Dicke zu, so dass sie 22 mm vor demselben zu mindestens 3 mm anschwoll.

Zur specifischen Bestimmung unserer Art durch den Vergleich mit schon bekannten Formen findet sich von letzteren nur ein sehr beschränkter Kreis vor. Es sind diejenigen, welche ausser der Schleppe wenigstens noch Andeutungen des bewussten Canales $\alpha$ zeigen.

Dies findet statt bei einem devonisches *Conocardium* vom Ohio-Fall, wohl *Pleurorhynchus trigonalis* Hall [1]), und bei den Kohlenkalk-Exemplaren des *Conocardium hibernicum*, welche beide Arten mir aus der hiesigen Universitäts-Sammlung vorliegen. Erstere Species kann indess von einer näheren Vergleichung sofort ausgeschlossen werden, da sie sich von der unsrigen durch eine verhältnissmässig grössere Länge und viel schrägere

---

[1]) Natural history of New York 1843; J. Hall, Geology of New York, part IV., fourth distr., pag. 172 u. 171.

hintere Abstutzung ihrer dicken weissen kreideähnlichen Schalen schon genügend unterscheidet. Es bleiben also zunächst nur noch die eben erwähnten Exemplare der letzten Species zu berücksichtigen. Dieselben, von Kildare, Cork und Dublin stammend, stimmen mit den von Sowerby l. c. Taf. 359 (552), Fig. 4 und von Woodward in „A manual of the mollusca, London, 1871. pl. 19. Fig. 5“ gegebenen Abbildungen von *Con. hibernicum* Sow. so gut überein, dass ihre Identität mit diesem zweifellos erscheint. Wenn das Individuum, welches von Sowerby l. c. auf Taf. 60 (82) in Fig. 1 abgebildet ist, von den eben citirten zum Theil abweicht, so dürfte dies daher rühren, dass Fig. 1 ein völlig erwachsenes Exemplar mit offenbar nicht erhaltener Schleppe darstellt und überdies dem Autor nicht *in natura* so vorlag, sondern von ihm in den einzelnen Theilen aus verschiedenen Individuen combinirt wurde. Dagegen würde ich meinen, dass dasjenige *Conocardium*, welches de Koninck in „Description des animaux fossiles qui se trouvent dans le terrain carbonifère de Belgique; Supplement; Liège, 1851, pag. 677, Taf. LVII. Fig. 10 a, b, c“ beschrieben und abgebildet hat, und welches, abgesehen von der nicht dargestellten Schleppe, sich auch sonst von der Sowerby'schen Species von Cork in Irland mehrfach unterscheidet, nicht ohne Weiteres mit dieser vereinigt werden sollte.

Während nun die letztere bei abgebrochener Schleppe den Beginn des bisher wohl noch nirgends erwähnten Canals $\alpha$ sehr deutlich erkennen und auch im Umriss sowie in der Structur der Schalen eine gewisse Verwandtschaft mit der Oberharzer Art nicht verkennen lässt, stimmt sie mit ihr in diesen Merkmalen dennoch nicht völlig überein. Der Querschnitt des bewussten Canals ist an unverdrückten Stücken von *Conocardium hibernicum* Sow. mehr gerundet, sein abgestutzter hinterer Klappentheil dürfte etwas weniger steil abfallen, die eigentlichen Rippen der Schalenstructur werden durch verhältnissmässig breitere Zwischenrippen von einander getrennt und beide sind in völlig gleicher Weise aus Quertäfelchen aufgebaut, welche sogar wegen der dunkleren Färbung der Zwischenrippen bei diesen letzteren am deutlichsten hervortreten. Ueberdies ist die durchscheinende Schale der Kohlenkalk-Art verhältnissmässig dünner als die der unsrigen. Obschon hiernach eine Identificirung beider Species unmöglich ist, so werden sie sich nach Erlangung besserer Funde vielleicht doch als einer gemeinsamen Conocardien-Gruppe angehörig erweisen. Zu dieser tritt möglichenfalls noch *Conocardium* sp. Hall in litt. aus der Upper-Helderberg-Gruppe hinzu, von welchem mir J. Barrande mit grosser Liebenswürdigkeit eine Copie der Fig. 18 und 19 zugehen liess, welche sich auf Taf. 67 des noch nicht publi-

cirten 5. Bandes der Palaeontology of New York by J. HALL vorfinden. Ausserdem könnte sich endlich noch *Conocardium crenatum* STEINING. dieser Gruppe anreihen, obgleich von ihm ebenso wenig wie von der HALL'schen grossen Species der bewusste Canal bisher bekannt ist und der letzteren anscheinend sogar die Schleppe fehlt, die aber hier offenbar nur abgebrochen ist.

Ich nenne die Oberharzer Species nach ihrem Fundorte, dem Bocksberge:

*Conocardium Bocksbergense.*

Wenn ich in Bd. XXXI. pag. 707 von dieser neuen Art sagte, dass dieselbe sehr an *Conocardium crenatum* STEIN. erinnere, so wurde ich zu dieser Auffassung vorzugsweise durch die scheinbar völlige Uebereinstimmung der Schalenstructur [1]) beider bei ihrem fast gleichen Längsschnitte verleitet. Da indess STEININGER von seiner Species ausdrücklich eine Kerbung der Klappenränder angiebt, während diese bei *Conocardium Bocksbergense* m. in continuirlicher gerader Linie aneinander schliessen und höchstens an der vorderen klaffenden Oeffnung eine Kerbung andeuten dürften, so ist eine Identität beider nicht anzunehmen.

A. ROEMER hat in „DUNKER und H. v. MEYER, Palaeontographica, Bd. 3. pag. 11. t. II. f. 12a u. b" einen *Pleurorhynchus cuneatus*, angeblich aus den echten *Calceola*-Schichten, und zwar vom „Auerhahn", also zwischen den beiden Fundstellen unserer Art beschrieben. Allein in der doch wohl unzureichenden Beschreibung ist ebenso wenig von einer Schleppe die Rede als diese in der Abbildung auch nur angedeutet ist. Dabei zeigt letztere, abgesehen von einer anderen als der namentlich aufgeführten Rippenzahl, an Stelle des dornförmigen Schalenfortsatzes des abgestutzten, nach A. ROEMER vorderen, Theiles eine Lunula-ähnliche Einbuchtung, und — was besonders wichtig sein dürfte — das Längenverhältniss der oberen zur abgestutzten Schalenseite (ohne die Schleppe) ist nicht wie bei Exemplaren unserer Art von gleicher Grösse, fast genau 1 : 1, sondern 1 : 2. Eine so auffällige Abweichung im Längsschnitte beider dürfte nur dann unberücksichtigt bleiben, wenn eine Zusammendrückung des l.c. in Fig. 12 abgebildeten Individuums vorläge. Eine solche lässt die Abbildung aber keineswegs erkennen.

---

[1]) Vergl. f. 4a u. b auf t. III in „STEININGER, Geognost. Beschreibung der Eifel, 1853. pag. 51".

## Nachschrift.

Nach vollständigem Abschlusse der vorstehenden Abhandlung geht mir soeben durch die grosse Güte des Verfassers zu: „J. Barrande; Acéphalées. Études locales et comparatives. Extrait du système silurien du centre de la Bohême. 1881.“ Daraus ersehe ich auf pag. 103—106 zu meiner aufrichtigen Befriedigung, dass ich insbesondere hinsichtlich der systematischen Stellung sowie der Deutung der Vorder- und Hinterseite von *Conocardium* — allerdings, ebenso wie Barrande, nach dem Vorgange S. P. Woodward's, indess nicht minder aus völlig eigener, auf den Vergleich mit lebenden Arten gegründeter, sowie aus einem rein mechanischen Grunde gewonnener Ueberzeugung — zu ganz derselben Auffassung gelangt bin, wie J. Barrande. Dass der gründliche Forscher an den von ihm beschriebenen acht Conocardien-Arten mit „Schleppe“ in der letzteren, die er éventail, „Fächer“, nennt und J. Hall in der „Paleontology of New York; vol. V., part I.“ in litt. mit fringe, „Franse“ bezeichnet, Nichts von einem Canale beobachtet, ist allerdings befremdlich.

D. V.

## 2. Beiträge zur Kenntniss des Granulits.

Von Herrn E. Dathe in Berlin.

### 1. Die Granulite des ostbayerischen Waldgebirges.

Die Granulite, mit welcher sich nachfolgende Beschreibung befasst, sind zum Theil von mir gelegentlich einer vierwöchentlichen Studienreise in dem durch C. W. Gümbel's Beschreibung classisch gewordenen ostbayerischen Grenzgebirge, das ich von Tirschenreuth im Norden bis zur Donau im Süden im Jahre 1876 kreuz und quer durchwanderte, gesammelt worden. Einen anderen Theil des Materials verdanke ich der Güte des Herrn Oberbergdirector C. W. Gümbel, welcher mir nicht nur von dem zur chemischen Analyse verwandten Handstücken, sondern auch von zahlreichen anderen Fundpunkten Proben bereitwilligst und reichlich übersenden liess, sodass mir Granulite aus allen Verbreitungsgebieten des ostbayerischen Waldgebirges bei der Untersuchung zur Verfügung standen. Ich fühle mich daher verpflichtet, dem Herrn Oberbergdirector C. W. Gümbel an dieser Stelle für diese Liberalität meinen ergebenen Dank abzustatten.

Die makroskopische Beschaffenheit der Granulite ist von C. W. Gümbel in dem so unschätzbaren Werke [1]) so trefflich und prägnant beschrieben worden, dass es unmöglich ist, in dieser Beziehung etwas wesentlich Neues hinzufügen. Zum Verständniss der folgenden Untersuchungen dürfte indess die Hervorhebung der wichtigsten Resultate Gümbel's unbedingt nothwendig sein. Er definirt den Granulit als eine Gesteinsgruppe, die mit Granit und Gneiss verwandt sei und sich durch eine feinkörnige, aus Feldspath und Quarz gemengten Grundmasse und eine reichliche Einmengung von Granat oder Schörl auszeichne. Das Gefüge der Granulite des Waldgebirges ist oft gneissartig, dünnschiefrig, und ist dasselbe durch parallele Einlagerung von Quarzlamellen und Glimmerschuppen in der feinkörnigen Grundmasse entstanden. Häufig ist jedoch auch die Structur des Gesteins eine mittel- bis grobkörnige und ist

[1]) Geognostische Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges pag. 335 - 340.

dieselbe alsdann derjenigen der Lagergranite ähnlich. Zwischen beiden Hauptstructurtypen finden naturgemäss zahlreiche Uebergänge statt.

Als vorherrschendste Feldspathart wird der Orthoklas, der auch als Ausscheidung in der Gesteinsmasse zugegen ist, oft wie zertheilt aussieht und von Quarzsubstanz unterbrochen wird, selbstverständlich angeführt. Es ist indess auch der Plagioklasgehalt der Granulite Gümbel nicht gänzlich entgangen; denn er führt an, dass man an kleinen Bruchflächen des feinen Gemenges unzweideutig auch die Parallelstreifung eines klinoklastischen Feldspathes erkenne, und er vermuthet weiter, dass in der dicht scheinenden Grundmasse viele Feldspaththeilchen dem Oligoklas angehören, was er durch den chemischen Nachweis eines hohen Gehalts von Natron und Kalkerde in der Feldspathmasse eines Granulits von Waldheim in Bayern zu erhärten sucht.

Charakteristisch für die Granulite des Gebietes sind Granat und Turmalin, welche beide gleichwerthig sind und sich gegenseitig vertreten, aber nicht immer einander ausschliessen; daneben ist weisser, optisch-zweiaxiger Glimmer häufig beigemengt. Ausserdem erscheinen als nebensächliche Gemengtheile in denselben Buchholzit, Faserkiesel und Disthen.

Als Granulitvarietäten werden, je nachdem Granat oder Schörl beigement sind, Granatgranulite oder Granulite schlechthin und Schörlgranulite unterschieden.

Nach ihren Lagerungsverhältnissen erscheinen die Granulite des ostbayerischen Grenzgebirges überall als kleinere Einlagerungen und Zwischenlager im Gneiss; sie erlangen nirgends eine grössere Selbstständigkeit, obwohl sie im ganzen Gneissgebiet ihre Verbreitung gefunden haben. — Bezüglich anderer Angaben verweisen wir auf Gümbel's Werk.

In den folgenden Zeilen, welche sich mit der Darlegung der durch mikroskopische Untersuchung gewonnenen Resultate befassen sollen, folgen wir der Eintheilung Gümbel's und betrachten erstens die Granatgranulite und zweitens die Schörl- oder Turmalingranulite.

### a. Die Granatgranulite.

Die Granatgranulite sind deutlich körnige, mehr oder weniger schiefrige Gesteine, welche wesentlich aus Orthoklas, Mikroklin, Plagioklas, Quarz und Granat zusammengesetzt sind.

Der Granatgranulit von Rödenbach bei Mähring, der eigentliche Repräsentant der Granulite des bayerischen Waldes, ist in seinem Aeusseren den Granuliten anderer Gegenden am meisten ähnlich. Er ist, um dieses vorauszuschicken

im Osten des Dorfes in einem Hohlwege in vier Lagern dem dortigen Schuppengneisse concordant eingeschaltet. Bei meiner Anwesenheit war derselbe noch so trefflich aufgeschlossen, wie das Profil GÜMBEL's [1]) dies veranschaulicht. — In dem flaserig-schiefrigen, nicht gerade feinkörnigen, sondern mehr mittelkörnigen Gestein sind hirsekorn- bis fast erbsengrosse Granaten zahlreich eingemengt. Von allen Feldspatharten beansprucht der Mikroklin unter dem Mikroskop zu allererst das Interesse des Beschauers; denn er ist nicht nur in reichlicher Menge, sondern auch in einer so prachtvollen Ausbildung vorhanden, dass er in letzterer Beziehung in manchen seiner Individuen einen Vergleich mit den Mikroklinen vom Pikes Peak aushält. Seine gitterförmige Structur, welche auf Schnitte parallel oP verweist, ist trefflich ausgebildet und charakteristisch entwickelt (vergleiche auch was DES CLOIZEAUX [2]) zuerst über den Mikroklin berichtet). Die Auslöschungsschiefe der Mehrzahl der Zwillingslamellen beträgt 15—16°; die der übrigen Lamellen entweder 0° oder 4 — 5°; sie sind einer bestimmten Feldspathspecies nicht sicher zuzutheilen und können entweder dem Orthoklas oder dem Albit zugehören. Bei manchen Individuen, in welchem nur eine gewisse flaserige Längsstreifung zu beobachten, und die Zwillingsverwachsung spärlich vorkommt, beträgt nichtsdestoweniger die Auslöschung der Hauptmasse 15—16°, während die wenigen schmalen Zwillingslamellen schon bei Parallelstellung mit den Nicolhauptschnitten Dunkelheit zeigen. Auch die umgekehrte Ausbildung ist nicht selten vertreten; es löscht die Hauptsubstanz des Feldspathes bei Parallelstellung mit den schmalen Zwillingslamellen aus, während diese erst bei circa 15° das Maximum der Dunkelheit erreichen. Es finden sonach in den verschiedensten dem Mikroklin angehörenden Individuen eines und desselben Gesteins sehr manichfaltige Verwachsungsverhältnisse durch Zwillingsbildung zwischen Mikroklin und Orthoklas statt. Als Interpositionen im Mikroklin dieses Vorkommens sind kleine Plagioklase (nach dem Vorgange E. COHEN's [3]) gebrauche ich den Namen Plagioklas hier und im Folgenden nur für die Kalknatronfeldspathe), welche meist als rundliche Körner ausgebildet, zwar häufig, aber nicht in grosser Menge eingeschlossen sind, Quarzkörnchen und sehr selten Quarz in rundlichen stengeligen Gebilden, wie in manchen Schriftgraniten sind gleichfalls Gäste in dieser Feldspathspecies.

---

[1]) Ostbayr. Grenzgeb. pag. 524.

[2]) Ann. de chim. et de phys. (5). IX. 1876.

[3]) Geognost. Beschreibung der Umgebung v. Heidelberg pag. 126.

Orthoklas ist neben der triklinen Form des Kalifeldspathes in wechselnder Menge, aber stets stark gegen den ersteren zurücktretend, zugegen. In einigen Schliffen ist er in der allergewöhnlichsten Formausbildung zu beobachten. Die charakteristischen stabförmigen Lamellen, welche später zu besprechen sein werden, mangeln ihm gänzlich und nur eine Faserigkeit, die lediglich als Spaltbarkeit und Absonderung anzusprechen ist, macht sich an denselben bemerklich. Gewisse Individuen sind nach Spaltbarkeit und Auslöschung unzweifelhaft Orthoklase, während man bei anderen Durchschnitten die Zugehörigkeit zum Orthoklas oder Mikroklin nicht immer feststellen kann, da ebenso gut Schnitte des letzteren parallel M. vorliegen können.

Plagioklas betheiligt sich fast ebenso zahlreich, wie Mikroklin an der Zusammensetzung des Gesteins. An mehreren seiner Individuen liess sich eine Auslöschungsschiefe von 14° beobachten. Man ist danach vielleicht berechtigt, dieselbe als Oligoklas anzusprechen. Höchst auffällig ist seine leichte Zersetzbarkeit in feine Fäserchen und Blättchen, welche die optischen Eigenschaften des Kaliglimmers besitzen und mit den Gebilden, welche aus der Zersetzung der Orthoklase hervorgehen, in überraschender Weise übereinstimmen. Bei der Behandlung solcher mit Neubildungsproducten erfüllten Plagioklase mit Salzsäure lösten sich im Dünnschliff nur wenige Flimmerchen, die wohl kohlensaurer Kalk waren. Die Ansicht, dass in diesen Gebilden möglichenfalls ein Natronglimmer vorliege, liess sich nicht bestimmt erweisen; denn bei fernerer Behandlung dieser glimmerartigen Produkte mit Schwefelsäure fand zwar ein merkliches Angegriffensein, aber nicht eine vollständige Zersetzung derselben statt, wie solches doch von dem Paragonit bekannt ist.

Der in Krystallen des Rombendodekaëders und als Körner vorhandene Granat enthält vielfach kleine Granaten, Quarzkörnchen und hin und wieder Fibrolithnädelchen; er zersetzt sich zum Theil randlich in grünliche chloritische Blättchen. Der Quarz als ein wesentlicher Hauptgemengtheil des Gesteins besitzt keine bemerkenswerthen Eigenthümlichkeiten. —

Der Granulit von Globenreuth ist dem vorher beschriebenen sehr ähnlich, führt aber reichlich Kaliglimmer in ziemlich scharf begrenzten Blättchen und ähnelt dadurch manchen rothen Gneissen. Der Mikroklin bildet in dieser Felsart die vorwaltendste Feldspathspecies; er besitzt eine prachtvolle Ausbildung in Schnitten parallel der Fläche P. Die Plagioklase sind durch besondere Frische ausgezeichnet; sie enthalten mitunter Quarzkörner eingeschlossen, deren Rand treppenartig gekerbt ist, weil jede der zahlreichen und feinen Zwillingslamellen des Plagioklases in denselben eingreift und quer absetzt.

In ihrer Menge treten die Plagioklase merklich gegen den Mikroklin zurück und sind nur auf ein Zehntel der gesammten Feldspathmasse zu schätzen. Der Orthoklas ist in noch geringerer Zahl im Gestein zugegen und macht höchstens $^1/_{25}$ der Feldspathe aus; er besitzt keinerlei Interpositionen, aber deutliche Spaltbarkeit nach P und M.

Granat, Kaliglimmer und Quarz geben zu eingehenderen Betrachtungen keine Veranlassung.

Der Granatgranulit von Maisried bei Bodenmais [1]) unterscheidet sich von den beiden vorigen Granuliten namentlich durch seine Korngrösse. Er ist mittel- bis grobkörnig; Feldspathe 6—8 mm lang und 4—5 mm breit, erbsengrosse Granaten und fast ebenso grosse Quarzkörner und kleine schwärzliche Glimmerblättchen sind ihm eigenthümlich, so dass er fast den Charakter von gewissen Granitgneissen annimmt. Die Feldspathmasse erweist sich unter dem Mikroskop dem Mikroklin, Plagioklas und Orthoklas zugehörig und sind alle drei Species in gleicher Menge vertreten. Die Ausbildung des Mikroklins stimmt mit den Beschreibungen, welche in den zwei vorhergenannten Granuliten gegeben wurde, überein; nur scheinen die Schnitte parallel M im Schliffe vorzuherrschen. Auch sind neben der Gitterstreifung in manchen Individuen nur schmale flammenartige Zwillingslamellen zugegen.

Von besonderem Interesse ist die Entwickelung des Plagioklases. Er ist grösstentheils in der feinkörnigen Gesteinsmasse, der Bindemasse des Granulits vorhanden und alsdann fast ohne Ausnahme in prachtvoller Weise von Quarz schriftgranitartig durchwachsen. Aehnliche Durchwachsungen sind von mir in bayerischen Granuliten nicht wieder beobachtet worden und sind mehrere Plagioklase der auf pag. 38 gegebenen Abbildung aus einem finnländischen Granulit fast zum Verwechseln ähnlich. Mikroklin und Orthoklas sind mehrfach an ihren Rändern von Quarzstengelchen in schriftgranitischer Weise durchwebt; auch im Innern von Orthoklasdurchschnitten sind solche Verwachsungserscheinungen wahrzunehmen; sie zeichnen sich ausserdem noch dadurch aus, dass die Quarzstäbchen nicht wie gewöhnlich in den Feldspathen der Granulite gerundet und schwach gebogen, sondern scharf geknickt sind, wie man es von den ächten Schriftgraniten her gewohnt ist. Im Quarz sind reichlich Flüssigkeitseinschlüsse in Reihen angeordnet zu beobachten. Der Biotit enthält sporadisch kleine schwarze Nädelchen. Wenige Fibrolithnädelchen sind vereinzelt im Quarz und in den Feldspathen eingestreut.

---

[1]) GÜMBEL, Ostbayr. Grenzgeb. pag. 340.

Gleichfalls von grobkörnig-flaseriger Structur ist der Granulit von Waldheim, welcher ausser erbsengrossen Granaten auch wenig Turmalin führt. An diesem Vorkommen wies GÜMBEL [1]) durch chemische Analyse einen hohen Gehalt von Natron (4,375 pCt.) und Kalkerde (0,824 pCt.) nach und nahm infolge dessen an, dass auch Oligoklas sich an der Zusammensetzung der Granulite betheilige. Diese Folgerung wird durch die mikroskopische Untersuchung in vollstem Maasse bestätigt; denn Plagioklas ist im Gesteinsgemenge reichlicher vorhanden als Orthoklas, welcher als zweite Feldspathart sich im Granulit vorfindet. Der Plagioklas zeigt zuweilen eine schriftgranitartige Verwachsung; auch macht sich an einzelnen Individuen eine Zersetzung in Kaliglimmer bemerklich. Der grösste Theil des Orthoklases ist als Perthit ausgebildet. Schmale, schmitzenartige Plagioklasstreifen, auf welchen die Zwillingsstreifung senkrecht zur Längsausdehnung in der ausgezeichnetsten Weise zu beobachten ist, sind darin in ziemlicher Menge eingelagert. Ihre Grössenverhältnisse sind dem grobkörnigen Gesteinsgemenge entsprechend und sie sind zum Theil so lang als der Feldspath (1—3 mm), andere dagegen sind auch kürzer; ihre Breite wurde mehrmals zu 0,015 mm gefunden. Sehr häufig findet eine Theilung dieser leistenförmigen Einlagerungen statt, wie solches auch von anderen Perthiten her bekannt ist. Perthit und Orthoklas sind durch Umwandlung stark getrübt und sind deren Zersetzungsprodukte theils dem Kaliglimmer, theils dem Kaolin mit der grössten Wahrscheinlichkeit zuzutheilen. Einige Kaliglimmerblättchen sind neben Quarz, Granat und Turmalin im Gesteinsgemenge verstreut.

Zu diesen perthitführenden, grobkörnigen Granuliten lässt sich auch ein Theil der Granulite aus der Umgebung von Bärnau, die im dortigen Schuppengneiss eingelagert sind, stellen. Grobes Korn, zuckerkörniges Ansehen charakterisiren diese Granulite; desgleichen sind rauchgraue, fast bis erbsengrosse Quarzkörner und bis haselnussgrosse Aggregate von Granat, auch wohl von Granat und Quarz fast immer denselben eigenthümlich; daneben tritt Kaliglimmer als stetiger Gemengtheil in diesen Granuliten auf. In einigen Granuliten der Gegend lässt sich ein Kalifeldspath nicht nachweisen und ist lediglich Plagioklas, dessen Auslöschung beiderseits mehrmals zu 18° und 20° gefunden wurde, als feldspathiger Gemengtheil zu constatiren. Lichter Glimmer, in Fäserchen und spiessigen Blättchen geht durch Zersetzung aus dem Feldspathe hervor. Quarz, arm an Flüssigkeitseinschlüssen, und Granat enthalten feinste Fibrolithnädelchen. In Granuliten von der Tilly-Schanze

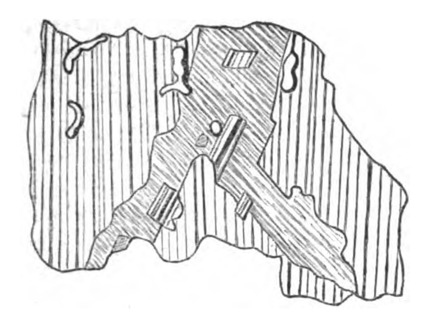
[1]) l. c. pag. 336.

bei Bärnau ist Plagioklas, dessen Auslöschungsschiefe einigemal zu 14° gemessen wurde, als vorherrschender Gemengtheil zu betrachten; Orthoklas ist nur sporadisch darin vertreten. Neben der schon öfter genannten Zersetzung beider Feldspatharten in Glimmer, verdient die Gegenwart von rundlichen kleinen metallisch glänzenden Körnchen erwähnt zu werden; sie sind spärlich vorhanden und sind im Dünnschliff bräunlich durchscheinend. Man geht gewiss nicht fehl, wenn man diese Mineralkörper als Nigrin, der in dem Schuppengneisse von Bärnau bekanntlich recht häufig gefunden wird, anspricht. Fibrolith ist oft recht reichlich darin vertreten.

Ein Theil der Granulite von Arnstein bei Waldmünchen muss dieser Granulitgruppe angereiht werden. Wie die Bärnauer Granulite führen diese neben haselnussgrossen Granataggregaten auch etwas Turmalin. Gleich wie im Granulite von Waldheim ist der Kalifeldspath in einigen Proben nur als Orthoklas, nicht als Mikroklin zur Ausbildung gelangt; in anderen Handstücken übertrifft aber der letztere an Menge Orthoklas und Plagioklas und besitzt zugleich eine typische Ausbildung; er ist ferner häufig von Plagioklasleisten durchwachsen, die zum Theil an einzelnen seiner Individuen die Perthitstructur hervorbingen. Die Orthoklase sind in diesen Fundpunkten fast immer als Perthit ausgebildet. Es fehlen weder die schmitzenartigen Plagioklaseinschaltungen, noch vermisst man darin Plagioklasaggregate. Andere Orthoklase zeigen gar keine Feldspathinterpositionen; Quarz in Körnchen ist öfterer darin enthalten; durch ausgesprochene Spaltbarkeit erscheinen viele Orthoklase faserig. In manchen Schliffen tritt der Plagioklas entschieden zurück; in manchen herrscht er aber gegen den Orthoklas vor. Die Auslöschung des ersteren ergab bei Messungen beiderseits der Zwillingsgrenze wiederholt 18°.

Es mag ferner eine andere höchst interessante Erscheinung, die auch an einem Granulit von Arnstein bei Waldmünchen beobachtet wurde, beschrieben werden. In diesem von Mikroklin fast freien Gestein zeigt nicht nur der Orthoklas echte Perthitstructur, sondern er ist auch mit zahlreichen Plagioklasen verwachsen. Am deutlichsten bringt diese Erscheinung Fig. 1 (nebenstehend) zur Anschauung. Ein Plagioklas ist von einem ziemlich breiten, sich theilenden Orthoklasstreifen durchwachsen. Letzterer ist gut gefasert und enthält an verschiedenen Stellen kleine Plagioklase, die ungefähr seiner Haupterstreckung nach parallel gelagert sind, eingewachsen. Auch beherbergt der grosse Plagioklas an mehreren Stellen einige zierlich gebogene Quarzstengelchen. Diese eigenthümlichen Verwachsungsverhältnisse sind fast an allen Plagioklasen zur Entwickelung gelangt; es

Figur 1.



herrscht der Orthoklas dabei oft dermaassen vor, dass man zuweilen wirklich nicht weiss, ob ein von Orthoklas durchwachsener Plagioklas oder ob ein von letzterem durchdrungener Orthoklas vorliegt. Eine gleiche Rolle wie der Orthoklas spielt hinsichtlich der Verwachsung der Quarz. Er sucht aber hauptsächlich den Plagioklas als Wirth auf und ruft manchmal die bekannte schriftgranitische Structur in ausgezeichneter Weise hervor.

Fibrolith und Sillimanit sind in den Arnsteiner Granuliten in der Regel in grosser Menge zu beobachten. Der Sillimanit bildet breitere Säulen und wurde an Querschnitten derselben der grösste Prismenwinkel zu 110—111° gefunden. Einzelne Turmalinkörner und der etwas reichlicher vorhandene Muscovit stellen diese Granulite eigentlich schon zur zweiten Hauptgruppe der Granulite aus dem bayerischen Waldgebirge.

Schliesslich mag noch ein anderer Granulit von Arnstein hier besprochen werden. Er gehört, wenn man streng classificirt, weder den Granat- noch den Turmalingranuliten zu; es ist wenigstens in den untersuchten Präparaten keiner der Gemengtheile zu bemerken. „Diese Granulite ziehen, nach Gümbel's Worten [1], die Aufmerksamkeit dadurch auf sich, dass sie häufig grünliche und bläuliche Farbentöne besitzen, von welchen der letztere eine fein vertheilte Beimengung von Lazulith vermuthen lässt." Auch im Dünnschliff lassen sich diese bläulichen Flecke beobachten; sie sind stets an Fibrolithbündel gebunden und erweisen sich als himmelblau gefärbter Sillimanit. Stellt man eine solche farbige Sillimanitsäule bei Anwendung eines Nicols so ein, dass ihre Längrichtung mit dem Hauptschnitt des Nicols zusammenfällt, so zeigt sie das intensivste Himmelblau. Diese Färbung nimmt nach und nach an Stärke bei Drehung des Präparats ab und ist gänzlich verschwunden, wenn

[1]) l. c. pag. 340.

diese Drehnng 90° beträgt; die vorher farbige Säule ist jetzt farblos. Auch bei gekreuzten Nicols lassen sich bei Parallelstellung trotz der lebhaften Polarisationsfarben noch die blauen Farbentöne deutlich wahrnehmen; die Auslöschung der Säulen erfolgt parallel den Nicolhauptschnitten. Manche, sowohl breitere als auch schmälere Säulen und manche der ganz feinen Nädelchen sind vollständig blau gefärbt, andere besitzen die Färbung nur theilweise und sind dieselben häufig, ähnlich manchen Cyaniten, von wolkigem Ansehen. Dieser Umstand und dass immer nur wenige farbige Säulen neben und zwischen zahllosen farblosen liegen, lässt die Annahme gerechtfertigt erscheinen, dass die Färbung eine zufällige sei, und sind dieselben deshalb nur als Sillimanit zu betrachten. Bei reichlichem Plagioklasgehalt ist der Orthoklas im Gestein etwas zurücktretend; ersterer wandelt sich in Kaliglimmerblättchen und Fäserchen um; ein anderer Theil dieses Minerals ist indess primär.

Die Granulite von Tännersberg, von welchen Gümbel[1]) erwähnt, dass es eigenartige Gesteine seien, die sich durch röthliche Färbung und bei Armuth an Glimmer durch Putzen von Granat oder Schörl auszeichnen, sind an dieser Stelle am passendsten anzuführen. Gümbel führt ferner an, dass diese Granulite, wenigstens zum Theil, die Zusammensetzung des bunten Gneisses haben. Die Reichlichkeit des lichten Glimmers legt die Bestimmung als rother resp. bunter Gneiss nahe; es lässt sich jedoch auch die Zugehörigkeit dieser Felsart zum Granulit rechtfertigen; denn man muss sich vergegenwärtigen, dass solche Vorkommen eben Mittelstufen zwischen Granulit und Gneiss darstellen; ein Fall, der nicht so selten in der Natur sich vorfindet, da beide Gesteine ja einander so nahe stehen und, wenn man will, ist ja der Granulit nur ein Gneiss. Bei überwiegendem Quarzgehalte führt der Granulit von Tännersberg Orthoklas, Plagioklas und etwas Mikroklin. Das gegenseitige Mengenverhältniss der drei Feldspathe entspricht der Reihenfolge, in der sie genannt worden sind. Für die bayerischen Granulite interessant ist das Vorkommen von Rutil in diesem Fundorte. Es sind zwar nur zwei lichtgelblichbraune bis fast honiggelbe, tetragonale Formen zeigende tafelartige Kryställchen beobachtet worden; davon ist das eine ganz frisch und ohne Spalten, das andere aber von vielen Sprüngen durchsetzt, auf welchen, aber ebenso an seinem Rande, die Bildung von dem grauweisslichen, pulverförmigen, von v. Lasaulx Titanomorphit genannten Mineralkörper vor sich gegangen ist. Sollten einige, kleine und schwärzliche

---

[1]) l. c. pag. 339.

rundliche Körner mit lebhaftem Metallglanz auch noch zum Rutil gehören, so würde dies womöglich eine Verwachsung desselben mit Eisenglanz anzeigen.

### b. Turmalingranulite.

Im ostbayerischen Waldgebirge kommt den Turmalingranuliten eine weitere Verbreitung zu als den Granatgranuliten. In ihrer mineralischen Zusammensetzung schliessen sie sich natürlicher Weise den Granatgranuliten eng an; zeigen wie diese eine höchst mannigfaltige Ausbildung, welche sich namentlich hinsichtlich der feldspathigen Gemengtheile documentirt; sie führen neben Turmalin besonders häufig Sillimanit, Fibrolith und Muscovit. Es erscheint aber dennoch auch hier eine gruppenweise Beschreibung angezeigt.

Alle Eigenthümlichkeiten dieser Gesteine vereinigt der Turmalingranulit vom Theresienstein bei Zwiesel in sich. Durch zahlreiche eingestreute, dünne, kaum 0,5 bis 1,0 mm starke, schwarze Turmalinnädelchen, welche oft stark gebogen, auch zerbrochen sind, sowie durch feine, lichte Glimmerschüppchen erscheint das Gestein schieferig. Unter dem Mikroskop erkennt man als Gemengtheile Mikroklin, Plagioklas, Orthoklas, Quarz, Turmalin, Kaliglimmer, Sillimanit, Biotit und Apatit. Die prachtvolle Ausbildung des Mikroklins, welche sich namentlich durch theils engere, theils weitere Gitterung bekundet, lässt diesen Granulit mit dem von Rödenbach vergleichen. In anderen Schnitten, welche jedenfalls parallel M erfolgt sind, lässt sich oft nur eine Art Längsstreifung, die dadurch entsteht, dass schmale Zwillingslamellen vom Rande aus nach der Mitte zu immer mehr sich verjüngen und endlich auskeilen, wahrnehmen. Die Auslöschungsschiefe der Hauptmasse beträgt meist 6—8°. Die der Lamellen 21 ; es dürfte somit eine Zwillingsverwachsung von Mikroklin und Orthoklas vorliegen. Der Orthoklas tritt wesentlich gegen den Mikroklin zurück, wenn man nur jene mehr oder minder faserigen Durchschnitte, deren Beschaffenheit auf Spaltbarkeit nach P und M beruht, als solchen betrachtet. Am Plagioklas lassen sich bemerkenswerthe Eigenthümlichkeiten nicht nachweisen. Der Turmalin zeigt in manchen seiner Querschnitte in der Mitte einen lichtblauen Kern bei dunkelbräunlicher Umrandung; auch sind die beiden Enden der Säule durch von einander verschiedene Flächen begrenzt. Als Einschlüsse desselben finden sich neben zahlreichen Flüssigkeitseinschlüssen, Quarzkörnchen und einige Apatitkörnchen. Letzterer ist ausserdem in ziemlich grossen rundlichen Körnern in der Nähe des Turmalins im Gesteins-

gemenge vertheilt; er ist reich an Flüssigkeitseinschlüssen; durch schwache Polarisationsfarben und durch die Nachweisung von Phosphorsäure nach der STRENG'schen Methode sicher bestimmbar. Sillimanit in ziemlich schlanken Säulen und zahlreiche Blättchen von Kaliglimmer sind neben wenig Biotit zu nennen.

In makroskopischer Ausbildung stimmt mit dem vorigen der Turmalingranulit von Vohenstrauss[1]) überein. Die mikroskopische Beschaffenheit weicht aber in einigen wesentlichen Punkten von demselben ab. Zunächst mangelt dem Mikroklin die zierliche feine Gitterstreifung fast durchgängig; sie ist entweder nur durch ein weitläufiges Gitternetz oder nur durch flammenartige Streifung vertreten. Die Hauptmasse derartig ausgebildeter Feldspathe löscht auch bei 15—16° aus, während die flammenartigen, dünnen Lamellen Dunkelheit bei Parallelstellung mit den Nicolhauptschnitten zeigen und dürften die letzteren deshalb wohl dem Orthoklas zuzuzählen sein. Bei anderen Durchschnitten beläuft sich die Auslöschung der Hauptmasse 6—8°, die der Lamellen 21°; wonach man gleichfalls auf Mikroklin schliessen darf. Dass ein Theil dieser faserigen Feldspathe mit Auslöschung von 0 — 5° Orthoklas ist. ist unzweifelhaft. Durch Verwachsung nach zwei verschiedenen Zwillingsebenen werden die Plagioklase dem Mikroklin zwar durch Gitterstructur ähnlich, aber die scharfe geradlinige Ausbildung der Zwillingslamellen unterscheidet sie von diesem auf den ersten Blick. Von den übrigen Gemengtheilen verdient der Fibrolith noch Erwähnung, unter welchem Namen die feinfilzigen, auch bei starker Vergrösserung noch haarförmig erscheinenden Nädelchen des Sillimanits zu verstehen sind. Er ist theils in Streifen parallel der Schichtung eingelagert, theils durchspickt er Feldspath und Quarz, namentlich den letzteren in solcher Menge, dass man oft glauben möchte, es liegt ein von farblosen Nädelchen durchwachsener Cordierit vor. Eine Zersetzung in muscovitähnliche Gebilde scheint mitunter an demselben stattzufinden.

Gleichen Reichthum an Fibrolith in Strängen, in deren Mitte höchst selten einige breitere, gegliederte Säulen von Sillimanit lagern, besitzt der Granulit von Ragenwies[1]) bei Esslarn. An einigen Stellen ist eine intensive Zersetzung in muscovitähnliche Producte zu beobachten. Seine Hauptgemengtheile sind Orthoklas, Plagioklas, Mikroklin, Quarz, Turmalin und der bereits genannte Fibrolith. — Bei einer Anzahl von den folgenden Granuliten herrscht durchgehends der Plagioklas dem Orthoklas und Mikroklin gegenüber vor.

---

[1]) l. c. pag. 339.

Der feinschieferige und quarzreiche Turmalingranulit von Eschelbach führt Plagioklase, deren Auslöschungsschiefe wiederholt zu 15—16° und 1—3° gemessen wurde. Seine kleineren Individuen durchwachsen zahlreich, aber nicht in perthitartiger Weise, den Orthoklas; derselbe ist durch Spaltbarkeit deutlich gefasert und enthält schwarze längliche und dichroitische Nädelchen in Menge, die man wohl mit Recht auf Turmalin bezieht. Mikroklin ist in geringer Zahl zugegen. Die höchst vollkommen gegliederten und bei durchfallendem Licht dunkel blauschwarzen, stark dichroitischen Turmaline sind grösstentheils hemimorphisch ausgebildet, sie sind an dem einen Ende mit mehreren Rhomboëdern, am anderen nur mit dem basischen Pinakoid versehen. Flüssigkeitseinschlüsse und zahlreiche schwarze Nädelchen, anscheinend auch Turmalin, werden im Innern von ihm beherbergt.

Der Turmalingranulit von Mantlarn enthält in seinem fein- und zuckerkörnigen Gemenge den Turmalin in kleinen, hirsekorngrossen schwarzen Körnern, denen bemerkenswerthe Eigenschaften fehlen. Bei Ueberwiegen des Plagioklases betheiligen sich ausserdem an seiner Zusammensetzung Orthoklas, Mikroklin, Quarz und Kaliglimmer.

Von gneissartigem Habitus ist der Turmalingranulit von Spielhof bei Pleistein. Im Gegensatz zum vorigen Vorkommen lässt sich unter seinen mineralischen Bestandtheilen Mikroklin gar nicht entdecken; dafür ist trikliner Natronkalkfeldspath der vorherrschende Gemengtheil; Orthoklas tritt auffallend zurück. Der grosse Reichthum an Kaliglimmer, der in verhältnissmässig grossen Blättchen vorhanden ist, macht die Aehnlichkeit mit Gneiss ziemlich unverkennbar. Turmalin führt er nur vereinzelt in Körnern.

Aus derselben Gegend und mit gleicher Structur und ähnlicher Zusammensetzung finden sich zwei untersuchte Granulite von Miesbrunn bei Pleistein. Das eine Vorkommen ist sehr arm an Turmalin, während das andere denselben reichlich führt. Beiden mangelt der Mikroklin bei spärlichem Orthoklasgehalt, aber zahlreicher Führung von Plagioklas, Quarz und Kaliglimmer. Fibrolith ist in beiden Fundorten reichlich zugegen.

Von ähnlicher Zusammensetzung, und im untersuchten Dünnschliffe frei von Turmalin ist ein Granulit von Schönsee. Der Orthoklas zeigt starke Faserung, die zum Theil von Spaltung herrührt, zum Theil durch Interponirung von stabförmigen Lamellen hervorgebracht ist; er ist also Mikroperthit.[1]) Parallel der Faserung löscht die Hauptmasse aus; die Lamellen dagegen

[1]) Siehe ausführlicher pag. 28.

leuchten in dieser Stellung hell auf und zeigen erst bei Drehung des Präparates um 8—10° oder 15—16° Dunkelheit, sie gehören demnach einem Plagioklas zu. Verwachsungen von Orthoklas im Plagioklas in Perthitstructur sind dem Gestein eigenthümlich. Der Plagioklas hält dem Orthoklas das Gleichgewicht und beläuft sich seine Auslöschungsschiefe auf 14°. Ausserdem bedarf der Kaliglimmer und Fibrolith in zahlreichen Putzen noch der Erwähnung.

Der Turmalingranulit vom Ahornberge bei Bärnau führt sporadisch auch Putzen von Granat; schliesst sich aber in Zusammensetzung und Structur den vorerwähnten Turmalingranuliten an. Bei reichlicher Plagioklasführung besitzt er grobflaseriges Gefüge. Am Plagioklas bemerkt man schriftgranitische Verwachsung und Zersetzung in muscovitähnliche Gebilde. Der Orthoklas ist von der gewöhnlichsten Ausbildung und tritt gegen die vorige Feldspathart zurück. Zahlreiche Fibrolithbündel, mit dem sich Sillimanit in breiten Säulen vergesellschaftet, liegen parallel der Schichtung des Gesteins; auch zeigt er die mehrfach genannten Zersetzungsproducte.

Ueberblickt man am Schlusse dieser Beschreibungen die Resultate der Untersuchung, indem man die Granulite des bayerischen Waldes mit den bekannten sächsischen und den noch zu beschreibenden böhmischen und finnländischen vergleicht, so ist nicht zu leugnen, dass ein grosser Theil jener von der charakteristischen Zusammensetzung und Structur dieser abweicht. Das Auftreten der drei Feldspatharten, Mikroklin, Orthoklas und Plagioklas ist in den verschiedensten Vorkommen sehr variabel. Orthoklas zeigt perthitartige Durchwachsung; auch ist die Verwachsung der Feldspathe mit Quarz in schriftgranitischer Weise eine häufige Erscheinung. Der Reichthum an Plagioklas ist im Vergleich zu den übrigen Feldspathen im Durchschnitt ein auffallend starker. Ebenso unterscheiden sie sich durch die fast regelmässige und zahlreiche Führung von hellem Glimmer von anderen Granuliten. Letzterer Punkt könnte sogar vielleicht für Manchen als durchschlagend erachtet werden, diese durch reichliche Beimengung von Muscovit gekennzeichneten Granulite für Muscovitgneisse anzusprechen.

Merkwürdig ist ferner das vollständige Fehlen von Zirkon und der fast gänzliche Mangel an Rutil, die doch sonst zu den charakteristischen Gemengtheilen der Granulite zählen; letzterer kommt nur einmal im Gestein von Tännersberg vor und ersterer ist gar nicht beobachtet worden. Das Gleiche gilt von Cyanit, der in den untersuchten Vorkommen vermisst wurde, während der Sillimanit durch seine Häufigkeit geradezu

überrascht. Auch in der Structur der Granulite ist eine Abweichung zu constatiren; während man sich unter Granulit in der Regel ein feinkörniges Gestein vorstellt, sind die Mehrzahl der bayerischen Granulite mittel- bis grobkörnige Gesteine.

## 2. Granulite von der Eger in Böhmen.

In der Umgebung der beiden Städtchen Klösterle und Kaaden in Böhmen tritt längs der Eger, theils im Bereiche des basaltischen Liesener Mittelgebirges, theils im Gebiete des Saazer Tertiärbeckens ein Stück archäischer Gneissformation zu Tage, welches geologisch noch dem Erzgebirge zugehört. Es trennte sich dieser Complex nach JOKÉLY [1]) zur Zeit der Basalteruption von dem Gneissgebiete des sächsisch-böhmischen Erzgebirges ab, versank in die Tiefe und wurde nachher theils von Basalt, Basaltconglomeraten und -Tuffen, theils von anderen Tertiärgebilden des Egerbeckens bedeckt. Eine Anzahl Schiefergesteine bekunden unzweifelhaft den archäischen Charakter der Ablagerung. Graue Gneisse sind bei Dörnthal und Nickelsdorf entblösst; rothe und zweiglimmerige Gneisse sind zwischen Klösterle und Kaaden aufgeschlossen und Glimmerschiefer geht bei Burgstadtl zu Tage aus. Neben diesen Felsarten, von welchen die letzteren ein ziemlich hohes Niveau in der archäischen Schichtenreihe anzeigen, haben ausserdem Granulite eine ausgedehnte Verbreitung gefunden. In steilen und hohen Felsmassen ragen oberhalb Klösterle zwischen den Ortschaften Wotsch, Warta und Damitz Granulite auf. Dieselben werden hier bekanntlich von fünf mächtigen Basaltgängen durchbrochen, sind in viele Schollen zerstückelt, welche nach den verschiedensten Richtungen einfallen. Zwischen Klösterle und Kaaden sind gleichfalls im zweiglimmerigen Gneisse, allerdings oft kaum 0,25 — 0,50 m mächtige Granulitbänke eingeschaltet. Unterhalb Kaaden gewinnen die granulitischen Gesteine an beiden Ufern der Eger eine ausgedehnte Verbreitung; sie sind einerseits zwischen Kaaden und Neuhof bei St. Lorenz, andererseits bei Seelau und Burgstadtl trefflich aufgeschlossen. Bei Kaaden besitzen die Granulite noch deutliche Schieferung und Schichtung, nehmen aber weiter abwärts eine mehr massige Structur an und zeichnen sich durch kubische und polyëdrische Absonderung aus. Das beinahe massige Gefüge, bei dem indess die Schichtung noch zu erkennen ist, mag wohl F. C. NAUMANN hauptsächlich Veran-

[1]) JOKÉLY, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1857. VIII. p. 546 – 547.

lassung gegeben haben, auf der geologischen Karte von Sachsen diesen Schichtencomplex als Granit auszuscheiden und darzustellen.

In den Jahren 1875 und 1876 habe ich die Granulite an der Eger studirt und das zur Untersuchung verwandte Gesteinsmaterial gesammelt.

Im Allgemeinen besitzen die Granulite an der Eger in Böhmen einen ziemlich gleichbleibenden Charakter und sind fast durchgängig als normale Granulite zu bezeichnen; denn sie sind feinkörnige, schieferige, mehr oder minder mit deutlicher Schichtung versehene Gesteine von zuckerkörnigem Aussehen und weisslicher Farbe; weshalb der alte Name Weissstein für sie wohl Anwendung finden könnte. Hirsekorngrosse Granaten von hyacinthrother, seltener braunrother Farbe, sowie vereinzelte Cyanitsäulchen, Quarzkörnchen und -Lamellen, auch wohl Blättchen von dunklem und lichtem Glimmer sind makroskopisch im Gestein wahrnehmbar. Diese Gesteinsausbildung ist grösstentheils zwischen Warta und Damitz vertreten. Mehrt sich der Glimmergehalt, so gehen Gesteine hervor, welche man auch als glimmerführende oder Glimmergranulite bezeichnen kann; es können hierzu ein grosser Theil der Gesteine unterhalb Kaaden gestellt werden. Durch diese Gesteinsvarietät ist naturgemäss der Uebergang in die verschiedenen Gneissvarietäten gegeben, mit welchen, wie oben bereits angeführt, die Granulite auch geologisch in diesem Gebiete eng verknüpft sind.

Die mikroskopische Beschaffenheit der Granulite, von welchen 15 Präparate angefertigt und untersucht wurden, mag nun im Folgenden dargestellt werden.

Orthoklas und Mikroklin betheiligen sich als Kalifeldspathe an der Zusammensetzung der Granulite. Ein Vorherrschen des letzteren über den ersteren ist in allen Vorkommen zu constatiren. In ihrer typischen Ausbildung lassen sie sich leicht von einander unterscheiden, vielfach aber, weil man im Dünnschliff die Lage der Durchschnitte nicht kennt und beide Feldspathe, wie weiter unten besprochen werden soll, durch feldspathige Einlagerungen ähnlich struirt sind, muss die Zutheilung zum Orthoklas oder Mikroklin oft zweifelhaft bleiben.

In wechselnder Menge treten in allen Vorkommnissen Orthoklase von gewöhnlicher Ausbildung der Beobachtung entgegen; sie sind von Spalten durchzogen, die der Basis und dem Klinopinakoid parallel gehen. Wenn sich die Spalten, namentlich parallel der Längsrichtung mehren und dicht gedrängt auftreten, so erhalten die Orthoklase schon dadurch ein gefasertes Ansehen. Eine ähnliche Erscheinung wird durch die parallele Einlagerung von den bereits kurz erwähnten stabförmigen Lamellen hervorgebracht, die sich bald spärlicher,

bald reichlicher auch in solchen Kalifeldspathen einstellen, die durch Spaltbarkeit und Auslöschungsschiefe sich als Orthoklase charakterisiren. In gleicher Weise finden sich diese eigenthümlichen Interpositionen aber auch in unzweifelhaften Mikroklinen.

In ihrer gewöhnlichsten und häufigsten Formausbildung erscheinen diese Gebilde als längliche, an beiden Enden sich

Figur 2.




allmählich verjüngende cylindrische Stäbchen (Fig. 2, a u. h); seltener sind dieselben an einem Ende nicht zugespitzt, sondern mehr verdickt (b); andere sind keulenförmig gestaltet (c). Bei manchen sind bei etwas grösserer Breite die Längslinien mehr oder weniger wellig ausgebogen (d). Etwas häufiger sind solche stabartigen Formen, deren Enden gleichsam abgeschnitten sind und die somit fast längliche Täfelchen bilden (k, e). Durch Aneinanderlagerung von mehreren tafelförmigen Gebilden entstehen breitere Täfelchen, an denen die Grenzlinien der aufbauenden Theile deutlich wahrzunehmen sind (f). Noch seltener als die letztgenannten Gestalten sind diejenigen Formen, welche zwar ein einheitliches Ganze bilden, aber an ihren Enden sich in mehrere zugespitzte Stäbchen zertheilen (g). Im Querschnitt sind die länglichrunden zugespitzten Stäbchen mehr oder minder oval, oft auch etwas kantig zugespitzt; andere liefern mehr kreisrunde Durchschnitte. Die Querschnitte der tafelartigen Gebilde sind meist vierseitig.

Auf manchen dieser so gestalteten Lamellen bemerkt man ziemlich quer zu ihrer Längsausdehnung kleine Striche, die entweder bei gewöhnlichem Lichte unter dem Mikroskop oder auch bei Anwendung des Polarisationsapparates sich als lichte Linien darstellen, wenn man die Lamelle auf Dunkel einstellt (h, i, k). Es lässt sich diese Erscheinung, wie unten gezeigt werden wird, nur als Zwillingsstreifung eines Plagioklases deuten. Je mehr der ganze Feldspath durch die beginnende Zersetzung angegriffen erscheint, je mehr stellen sich die Querlinien auf den Lamellen ein. Letzterer Umstand scheint für Spalten zu sprechen; doch kommen beide Erscheinungen, Zwillingsstreifung und Spaltenbildung in Folge von Zersetzung wohl gleichzeitig vor.

Ihrer mineralogischen Natur und Gestalt nach stimmen die besagten Lamellen mit denjenigen überein, welche von mir zuerst in den Kalifeldspathen der sächsischen Granulite beobachtet und beschrieben [1]) worden sind. Dass eine Feldspathart in diesen Gebilden vorliegt, ist schon damals von mir wahrscheinlich gemacht worden. Die sächsischen Granulite waren zu weiterer Verfolgung dieser Frage nicht besonders tauglich, weil sie meist zu feinkörnig sind und auch bei gröberem Korn immerhin zu feine Lamellen liefern. Ein geeigneteres Material fand sich dagegen in den böhmischen Granuliten vor. Das Ergebniss meiner Untersuchungen, die bereits im vorigen Frühjahr abgeschlossen wurden, stimmt recht gut mit den Resultaten der Untersuchungen von C. Becke [2]), welche vor Kurzem und noch vor Drucklegung dieser Arbeit veröffentlicht worden sind, überein. Er untersuchte sogenannte faserige Orthoklase aus dem Gneiss des Saubachthals bei Stein aus dem Gebiete des niederösterreichischen Waldviertels; von denselben erhielt er zu krystallographischen und optischen Untersuchungen brauchbare Spaltstücke. Er kommt zu dem Resultat, dass die cylindrischen Lamellen einem Kalknatronfeldspathe und zwar einem Oligoklas-Albit angehören. Becke betont zugleich die Schwierigkeiten, die Hauptsubstanz der faserigen Feldspathe immer sicher dem Orthoklas oder Mikroklin zuzuweisen. Dies berücksichtigend, schlägt er vor, diese mikroskopische Verwachsung von Kalknatronfeldspath, wie solche bereits vom Perthit her auch makroskopisch bekannt ist, als Mikroperthit zu bezeichnen; ein Name, den ich für Wesen und Ausbildungsweise dieser so gearteten Feldspathe ganz passend gewählt finde.

Brauchbare Spaltungsstücke lieferten auch die böhmischen Granulite wegen ihrer verhältnissmässig grossen Feinkörnigkeit nicht; doch fanden sich in Dünschliffen zahlreiche Durchschnitte von Mikroperthiten, in welchen die cylindrischen Lamellen ziemlich weitläufig eingelagert waren. Derartige Durchschnitte wurden nun auf die Auslöschungsschiefe, sowohl in ihrer Hauptmasse, als auch der in denselben interponirten Lamellen geprüft. Die Hauptfeldspathsubstanz (a) und die Lamellen (b) ergaben in einem Schliffe von dem Granulit bei Warta (nach dem zweiten Basaltgänge) folgende Werthe:

a. 15°, b. 4 ; a. 16°, b. 3°; a. 16°, b. 3°; a. 16°, b. 0°; a. 14°, b. 0°; a. 15°, b. 4°; a. 14°, b. 0°; a. 8°, b. 21°; a. 8°, b. 21°.

Berücksichtigt man beide Auslöschungsschiefen, so ist wohl ziemlich sicher, dass Schnitte parallel P und M gemessen wurden.

---

[1]) Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1877. pag. 290.

[2]) Tschermack's mineral.-petrogr. Mitth. 1881.

Die Hauptsubstanz würde sonach dem Mikroklin, der hier keine Gitterstreifung zeigt, angehören, während die Lamellen auf Plagioklase von der Zusammensetzung der Oligoklas- und Albitreihe verweisen.

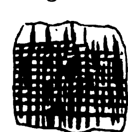
In gleichen Feldspathen aus einem anderen Granulit von Warta wurden folgende Auslöschungsschiefen gefunden: a. 15°, b. 0°; a. 15°, b. 0°; a. 15°, b. 2°; a. 15°, b. 0°; a. 15½°, b. 0°; a. 16°, b. 2°; a. 16°, b. 4°; a. 15°, b. 0°; a. 14°, b. 0°; a. 12°, b. 0°. — Auch in diesem Vorkommen sind Schnitte parallel P zahlreich vorhanden und zeigt die Auslöschung der Lamellen vorherrschend Plagioklase der Oligoklasreihe an, während die Hauptmasse wiederum zum Mikroklin gestellt werden muss. Bei einer nicht geringen Anzahl von Durchschnitten der verschiedenen Vorkommen löscht die Hauptmasse der faserigen Feldspathe zwischen 0° und 5° aus, während die Lamellen theils bei 14—15° theils bei circa 17° dunkel erscheinen. Es liegt hier in der Hauptsubstanz ohne Zweifel Orthoklas vor, während die Lamellen der Oligoklas-Albitreihe angehören.

Zu denselben Resultaten wie bei diesen Mikroperthiten gelangt man bei Untersuchung von Mikroklinen mit ausgezeichnet Gitterstructur, welche gleichfalls diese cylindrische Lamellen eingeschaltet enthalten. Bei gekreuzten Nicols zeigen die in Rede stehenden Lamellen zwischen 0° und 2° die grösste Dunkelheit, während die gegitterte Hauptmasse grösstentheils erst zwischen 15° und 16° das Maximum der Dunkelheit erreicht. Die letztere Auslöschung bekundet, dass der Mikroklin in Schnitten parallel P vorliegt, deshalb muss man für die in ihm eingelagerten Lamellen einen Plagioklas annehmen, der dem Oligoklas nahe steht. So stützt die Beobachtung an den Lamellen des Mikroklins die Bestimmungen am Mikroperthit wesentlich. Berücksichtigt man nun die Auslöschung der Lamellen und die auf denselben beobachtete Zwillingsstreifung, so dürfte die Plagioklasnatur derselben auch im Mikroperthit der Granulite feststehen. Für die faserigen Feldspathe der sächsischen Granulite möchte ich den Namen Mikroperthit fernerhin auch angewendet wissen.

Die Ausbildung des Mikroklins ist eine recht manichfaltige. Von besonderer Schönheit ist die ächte Gitterstructur an ihm in diesen Granuliten zu beobachten. Die Schnitte parallel M, in welchen die Zwillingslamellen nur als flammenartige dünne Streifen erscheinen, die sich aber von den cylindrischen stabförmigen Lamellen in der Regel verschieden zeigen und sich deshalb meist unterscheiden lassen, sind gleichfalls nicht selten; zumal viele dieser Durchschnitte, ebenso wie viele gegitterte,

dieselben nicht führen. Eine undulöse Auslöschung wird gerade an derartig ausgebildeten Mikroklinen häufig beobachtet. Indess ist die Betheiligung der stabförmigen Lamellen am Aufbaue der Mikrokline dieser Granulite ungemein häufig, sogar charakteristisch und liefert Figur 3 ein Bild von dieser eigenthümlichen Verwachsung. Kommen nun beide, stabförmige und flammenartige Lamellen zusammen und dicht gedrängt in Schnitten parallel M vor, so ist eine Unterscheidung in den meisten Fällen nicht gut möglich. In diesem Falle ist die Anwendung des Namens Mikroperthit, mag nun die Hauptsubstanz der Feldspathe Mikroklin oder Orthoklas sein, ein treffliches Auskunftsmittel; indess auf die durch gegitterte Structur wohl gekennzeichneten Mikrokline, wenn auch diese stabförmigen Lamellen in ihnen interponirt sind, möchte diese Bezeichnung doch nicht anzuwenden sein.

Figur 3.



Als Interpositionen von fremden Mineralien in den Kalifeldspathen, also im Orthoklas, Mikroperthit und Mikroklin sind Quarz, Granat, Disthen, Sillimanit, Rutil und Biotit namentlich hervorzuheben. Der Quarz ist nicht nur in einzelnen rundlichen Körnern im Innern derselben eingesprengt, sondern greift auch hin und wieder in feinen stengeligen Gebilden randlich darin ein und bringt so die schriftgranitische Verwachsung derselben hervor, welche allerdings nicht so häufig und so zierlich, wie z. B. in den sächsischen und finnländischen Granuliten entwickelt ist. Recht zahlreich durchspickt der Sillimanit als feinste Nädelchen (Fibrolith), aber auch in breiteren gegliederten Säulchen die Kalifeldspathe, so dass durch dieselben und die stabförmigen Plagioklaslamellen, namentlich bei gekreuzten Nicols ein recht buntes Bild entsteht.

Zersetzungserscheinungen sind bei dem durchgängig recht frischen Gesteine eine seltene Erscheinung. Ein Trübung längs der Spalten und Plagioklasstäbe kommt nicht selten vor, und scheint die Bildung von weisslichgrauen feinkörnigen Zersetzungsproducten (Kaolin) dadurch eingeleitet zu werden.

Der Plagioklas bildet neben den vorerwähnten Feldspathen gleichfalls einen stetigen und Hauptgemengtheil der Granulite. Obwohl er meist in seiner Menge gegen dieselben zurücksteht, so beträgt er nach vielfachen Schätzungen in vielen Präparaten durchnittlich ein Zehntel der gesammten Feldspathmasse, ist aber auch in einigen Vorkommen (Kaaden an der Brücke, Warta nach dem zweiten Basaltgange) fast in gleicher Menge wie Mikroklin und Orthoklas vorhanden. Neben Quarz betheiligt er sich gern an der Zusammensetzung der sogenannten Bindemasse des Gesteins. Durchgängig von seltener Frische

zeigt er zwar, wie zahlreiche Messungen dargethan haben, eine variable Auslöschungsschiefe, die indess immerhin eng begrenzt ist und meist zwischen 3—6° liegt. Die häufig gefundenen Werthe sind 2—3°, 5—6°, 1—2°, seltener 13—14° und 10°. Im Gegensatz zu anderen Granuliten ist hier die schriftgranitische Verwachsung viel seltener und nicht in besonderer Schönheit entwickelt; das Auftreten von kleinen rundlichen Quarzkörnchen ist häufiger zu beobachten. Als anderweite Interpositionen sind Rutil, Fibrolith in feinsten Nädelchen, sowie etwas spärlicher auftretend Granat und Biotit zu nennen.

Wie in allen Granuliten zählt der Quarz auch in den Granuliten von der Eger zu den Hauptgemengtheilen. Er ist in Körnern und kurzen, dicken Lamellen, von welchen die ersteren einen Durchmesser von 0,5—1,5 mm besitzen schon makroskopisch im Gestein wahrnehmbar. Er hat alle Eigenschaften, wie solche an den Quarzen der krystallinischen Schiefergesteine genugsam beschrieben worden sind. Feste Einschlüsse beherbergt er in grosser Zahl und sind als solche, Quarzkörnchen, Rutil, Fibrolith, Disthen, Biotit und kleine Granaten anzuführen. Flüssigkeitseinschlüsse sind oft in grosser Zahl darin enthalten. Sie sind überwiegend wohl nur von wässeriger Natur. In einem Dünnschliff von Warta wurde indess auch flüssige Kohlensäure als Füllung der kleinen bläschenartigen Hohlräume bestimmt und liessen sich in einem einzigen Quarze fünf solcher Einschlüsse nachweisen. Bei Anwendung des Fuess'schen Erwärmungsapparates und des Objectivs Nr. 4 von Hartnack verschwanden die leicht beweglichen Libellen der Hohlräume bei 30—31° C.; es erschienen jedoch dieselben bei eintretender Abkühlung des Objects allmählich wieder. Unter den zahlreichen Granuliten, die ich seit Jahren zu untersuchen Gelegenheit hatte, das erste und bisher einzige Vorkommen von liquider Kohlensäure im Quarze der Granulite.

Während der Disthen hin und wieder in kleinen, kaum etwas über 1 mm langen Säulchen in den Granuliten von der Eger verstreut ist, wurde die andere in den Granuliten so häufige Modification der kieselsauren Thonerde, der rhombische Sillimanit makroskopisch in den untersuchten Handstücken nicht wahrgenommen. In Dünnschliffen treten jedoch beide Mineralien in ziemlicher Menge der Beobachtung entgegen, was man nach dem makroskopischen Befunde eigentlich nicht erwarten sollte; zugleich schliesst die Gegenwart des einen durchaus nicht das Vorhandensein des anderen aus.

Wie auch in anderen Gesteinen, verliert der in der Regel mit himmelblauer Farbe ausgestattete Disthen oft im Dünnschliff seine Farbe und ist wasserklar; oder er behält seine bläuliche Farbe nur an bestimmten Stellen bei. In letzterem Falle haben

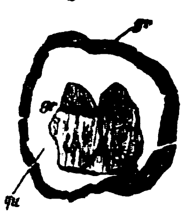
seine Durchschnitte oft ein eigenthümliches wolkiges Ansehen. Der Disthen ist entweder in leistenförmigen Säulen oder länglichrunden Krystalloiden ausgebildet, die achtseitigen Querschnitte sind alsdann von vier längeren und vier kürzeren Seiten begrenzt oder liefern rundliche Querschnitte. Die grösseren Individuen sind von Längs- und Querspalten durchzogen, durch welche sie in rhombische Felder getheilt erscheinen. Zwillingskrystalle, bei welchen die Zwillingsnaht parallel der Längsausdehnung verläuft, sind nicht gerade selten. Durch seine Auslöschungsschiefe, welche 25°—30° beträgt lässt sich der Disthen auch in seinen kleinsten, dem Sillimanit ähnlichen Individuen doch von demselben unterscheiden. An Einschlüssen ist er nicht besonders reich. Rutilnädelchen, Quarzkörnchen und einigemal Granat sind hier zu nennen. An seinen Rändern und auch auf Spalten unterliegt er gern der Zersetzung in an Muscovit erinnernde Blättchen und Fäserchen, die vielleicht die Zusammensetzung des Paragonits besitzen.

Der Sillimanit bildet in diesen Granuliten in der Regel dünne Säulchen und feinste strichähnliche Nädelchen (Fibrolith). Die letzteren durchspicken alle übrigen Gesteinsgemengtheile oft in grosser Menge und sind namentlich gern Gäste in den Kalifeldspathen, welche oft dicht erfüllt sind von langen farblosen Nädelchen und vierseitigen Querschnitten derselben. Die Granulite von Warta und Aubach verdienen in dieser Beziehung besonderer Erwähnung.

Zu den Gemengtheilen der Granulite zählt fernerhin der Granat. Die makroskopisch hyacinthrothen Granaten sind unter dem Mikroskop meist farblos oder höchst schwach röthlich gefärbt; die makroskopisch braunroth gefärbten Individuen desselben liefern jedoch Durchnitte mit lebhaft lichtbräunlichrother Farbe. Seine Grösse ist selten über hirsekorngross; kleinere Dimensionen bis zur mikroskopischen Winzigkeit besitzen aber viele seiner Individuen. Seiner Gestalt nach bildet er entweder rundliche, oft mehr oder minder in die Länge gezogene Durchschnitte, oder auch solche, welche vier-, sechs- oder achtseitig begrenzt sind; sie verweisen auf Krystalle des Rhombendodekaëders, die achtseitigen wohl auf das Ikositetraëder. Zahlreiche unregelmässig verlaufende Sprünge durchziehen die Körner und Krystalle des Granats; dagegen vermisst man die Zersetzung an ihm fast stets. — Wie überall in den Granuliten und in anderen krystallinischen Schiefern, sind die Granaten reich an Einschlüssen. Seltsamer Weise sind kleine Granatkörner und -Krystalle, sowie auch Flüssigkeitseinschlüsse seltene Gäste darin und wurden ausnahmsweise in den Granuliten zwischen Kaaden und Klösterle beobachtet. Recht reichlich betheiligt sich als Einschluss in denselben Rutil; er ist bald in

rundlichen Körnern, bald in scharf begrenzten Kryställchen, bald in feinsten Nädelchen in sagenitischer Verwachsung zugegen; die Granaten der Granulite von Warta und einige unterhalb Kaaden sind besonders reichlich damit versehen. Fibrolith findet sich im Granat des Granulits von der Brücke in Kaaden, sowie in einigen Dünnschliffen der Granulite zwischen Wotsch und Warta. Biotitblättchen trifft man häufiger eingelagert in den Fundorten unterhalb Kaaden. Manche Granatkörner sind von bestimmten Einschlüssen fast ganz erfüllt; das ist so zu verstehen, Quarz oder Feldspath, auch Disthen und Sillimanit bilden einen Kern, um welchen als ziemlich dünne Schale Granatsubstanz gelagert ist, sodass sie kranz- oder kreisförmig jene Mineralien umgiebt. Unter anderen fand sich in einem Granulit von Kaaden ein derartiges Granatkorn. Der innerste Kern (gr) desselben wird von rundlicher Granatsubstanz eingenommen, darauf folgt als fast vollständiger Ring eine dünne Schicht von Quarz (qu) und um beide lagert sich wiederum ringförmig Granatsubstanz (gr), welche aus einzelnen Stücken bestehend wiederum zu einem dünnen Kranze zusammen gefügt ist. Figur 4 giebt von dieser Aggregation von Quarz und Granat das entsprechende Bild. Es erinnert diese Ausbildungsweise an die sogenannten Granatperimorphosen von Auerbach, deren richtige Deutung von A. KNOP[1]) gegeben wurde. Aehnliche, nicht nur so zierlich ausgebildete kranzartige Granaten, wie der beschriebene, wurden noch in den Granuliten von Warta, bei Kaaden und unterhalb Kaaden, Seelau gegenüber, beobachtet. Die Granaten sind auch vielfach als Einschlüsse in den übrigen Gemengtheilen anzutreffen.

Figur 4.




Ihre Vertheilung in den Granuliten ist oft regellos; oftmals bringen sie jedoch im Verein mit anderen Gesteinsbestandtheilen, namentlich mit Biotit, Quarz, Cyanit und Sillimanit die Schichtung des Gesteins hervor. So reihen sich beispielsweise in einem Granulit von Wotsch kleine Granatkörner und Granatkryställchen schnurförmig so dicht an einander, dass höchst selten ein Cyanitsäulchen oder Apatitkörnchen die Reihe unterbricht, während Biotit sich denselben parallel anlagert. Durch diese eigenthümliche Vereinigung und linienförmige Anordnung beider Mineralien entsteht die Schichtung des Granulits.

In nicht gerade zahlreicher Verbreitung, also als accessorischer Gemengtheil tritt in allen Granuliten der Eger Rutil auf. Er bildet rundliche Körnchen oder säulenförmige Kryställ-

[1]) N. Jahrb. f. Min. 1858. pag. 33.

chen von tetragonaler Form, an welcher man Prisma und Pyramide erkennt. Ihre Farbe ist bald honiggelb, bald braunroth; sie sind stark lichtbrechend und löschen bei gekreuzten Nicols parallel ihrer Längsausdehnung aus. Ihre Bestimmung als Rutil gündet sich auf folgende Beobachtungen. In einem glimmerführenden Granulit unterhalb Kaaden wurden mittelst der Lupe einige bräunlichrothe, kaum hirsekorngrosse Körnchen beobachtet und herauspräparirt. Unter dem Mikroskop zeigten sie die oben beschriebenen Eigenschaften und in der Phosphorsalzperle erhielt man deutlich die Titanreaction.

Von gleicher Beschaffenheit wie die gerundeten Körner und Kryställchen erweisen sich aber auch die unter einem Winkel von 65° 35′ verzwillingten Kryställchen, wie solche verhältnissmässig häufig, bald in scharfer, bald in verkrüppelter Formausbildung namentlich in den Präparaten der Granulite, von Warta, Kaaden und Aubach vorkommen.

Neben dieser für Rutil charakteristischen knieförmigen Zwillingsbildung nach P $\infty$ sind ziemlich häufig (Granulite von Aubach, Warta) sehr feine, lange gelbliche, grell polarisirende Nädelchen, entweder einzeln oder unter ziemlich spitzen Winkeln mit einander aggregirt in den verschiedensten Gemengtheilen eingewachsen. Auch diese Nädelchen müssen, da sie Sagenit-artig verwachsen sind, als Rutil angesprochen werden. Es wurde bei den ausgeführten Messungen an denselben eine Zwillingsverwachsung sowohl nach dem gewöhnlichen Gesetz, Zwillingsebene P $\infty$, als auch eine Verwachsung unter einem Winkel von circa 55° wahrgenommen. Beide Zwillingsverwachsungen sind bekanntlich an der mit dem Namen Sagenit belegten Rutilform aus der Schweiz von Kenngott constatirt worden.

Manche Rutilkörnchen sind theilweise von einer schwarzen Rinde bekleidet, welche auf eine Verwachsung von Titaneisen oder Eisenglanz mit Rutil schliessen lässt. Von den Sprüngen, welche mitunter Körnchen und Kryställchen des Rutils durchsetzen, geht zuweilen eine Alteration der Rutilsubstanz aus; sie besteht zu allererst in einer schwärzlichen bis grauschwarzen Trübung und feinsten Durchlöcherung der mineralischen Substanz, welche sich nach und nach mehrt und schliesslich ein grauweissliches pulverförmiges Zersetzungsprodukt liefert, das bekanntlich von v. Lasaulx mit dem Namen Titanomorphit bezeichnet wurde.

In vier Präparaten, zwei von Warta und zwei von Kaaden sind wenige kurze säulenförmige Kryställchen von tetragonalem Prisma und Pyramide begrenzt, eingewachsen. Dieselben brechen das Licht fast stärker, als die Rutile, sind farblos, schwachbläulich oder stahlblau durchscheinend. Diese Kryställchen

möchte ich als Zirkon ansprechen. Ob auch ein Theil der honiggelben Kryställchen und Körnchen dem Zirkon zugehört, muss vorläufig dahin gestellt bleiben.

In den meisten Granuliten ist Biotit, wenn auch in wechselnder Menge als Gesteinsbestandtheil zu constatiren; er fehlt nur in zwei oberhalb des zweiten Basaltganges bei Warta gesammelten Handstücken. Er ist in Längs- und Querschnitten lichtbraun gefärbt; die letzteren sinken oft zu mikroskopischen Dimensionen herab. In einem Granulit zwischen Wotsch und Warta enthält er zahlreiche schwarze strichähnliche Nädelchen, die sich unter spitzem Winkel kreuzen. Ein Granulit von Kaaden führt in einem Biotitblättchen einige dünne, honiggelbe Rutilnädelchen in sagenitischer Verwachsung. Da nun andere Glimmerblättchen desselben Gesteins ähnliche, schwärzliche, nur selten etwas gelblich durchscheinende Nädelchen in gleicher Verwachsung wie aus dem Granulit von Wotsch beherbergen, so liegt die Vermuthung nahe, dass auch diese nadelförmigen Interpositionen von gleicher mineralischer Natur, also Rutil sind.

Nur ein einziges Mal (Warta) sind Biotit-Blättchen in Umwandlung begriffen; sie sind stärker als gewöhnlich gefasert und längs der Spalten dunkelgrün gefärbt. Ein Granulit zwischen Klösterle und Kaaden und einer von Aubach führt auch verhältnissmässig viele Muscovitblättchen, die mitunter mit Biotit verwachsen sind.

In den glimmerführenden Granuliten stellt sich als accessorischer Gemengtheil auch Apatit ein. In einigen Granuliten (zwischen Wotsch und Warta, zwischen Klösterle und Kaaden, bei der Brücke in Kaaden und endlich in einem unterhalb Kaaden) ist er in rundlichen Körnern, die einen Durchmesser von 1,0—1,5 mm haben und zahlreiche kleine Flüssigkeitseinschlüsse führen, zugegen. Im durchfallendem Lichte von milchigweisser Farbe, und schon dadurch vom Quarz sich abhebend, lassen sie sich von demselben und vom Cyanit durch ihre schwachen Polarisationsfarben bei gekreuzten Nicols recht wohl unterscheiden. Bei ihrer Vertheilung in der Gesteinsmasse sind sie regelmässig an die Nachbarschaft von Biotit und Granat gebunden.

### 3. Granulite aus Lappmarken in Finnland.

Die wenigen Granulite aus dieser entlegenen Gegend, welche hier zur Beschreibung gelangen, sind in kleinen Stücken im Museum der Universität Leipzig aufbewahrt und verdanke ich der Güte des Herrn Professor Zirkel das zur Untersuchung verwandte Material. Es ist dasselbe von dem auf einer Studien-

reise durch Deutschland für die geologische Wissenschaft seines Heimathlandes in Leipzig 1877 zu früh verstorbenen Dr. A. Mauritz Jernström aus Helsingfors gesammelt und nach seinem Tode dem Leipziger Museum geschenkt worden. Es ist das freilich nur der allergeringste Theil der schönen Sammlung von Granuliten, welche Jernström aus Lappmarken auf seinen geologischen Forschungsreisen in den Jahren 1868, 1871 und 1872 zusammengebracht und die er in Leipzig, wo ich dieselbe wiederholt bei ihm zu sehen Gelegenheit hatte, auch mikroskopisch zu untersuchen gedachte. Bereits im Jahre 1874 hat er in einer grössern Abhandlung [1]) die Granulitformation Lappmarkens in überaus klarer und gründlicher Weise geschildert.

Dieser Arbeit und den seiner Zeit mit ihm gepflogenen Gesprächen über die Granulitformation Lappmarkens entnehme ich zunächst die folgenden Mittheilungen, welche, da die Untersuchungsresultate Jernström's in Deutschland unbekannt geblieben zu sein scheinen, vielleicht willkommen sein dürften.

Die Granulitformation von finnisch Lappmarken, ist ein integrirender Bestandtheil der archäischen Schieferformation Lappmarkens und ist, soweit die Jernström'schen Untersuchungen reichen und durch seine Karte belegt wird, in ansehnlicher Breite, nämlich östlich von dem Flusse Tana bis zum See Inarisjö oder Enara entwickelt. Ihre Längserstreckung ist noch bedeutender, — es liegt das kartographisch dargestellte Gebiet zwischen dem 68° und 70° nördlicher Breite, doch streicht dieselbe noch erheblich weiter nach Nord und Süd fort.

Der archäische Complex gliedert sich in eine untere und obere Gneissformation, zwischen welchen die Granulitformation lagert. Die untere Gneissformation ist aufgebaut aus Hornblendegneiss, Hornblendeschiefern, Quarzitschiefern und Lagergraniten. Die obere Gneissformation besteht dahingegen vorherrschend aus Glimmer- und Hornblendegneiss. Uebergänge zwischen den drei archäischen Horizonten finden in der Weise statt, dass im oberen Niveau des unteren schon Granulite eingelagert sind, wie auch im Granulithorizont nach oben sich Glimmergneisse reichlicher einstellen. Es findet zwischen den drei, jedenfalls gleichwerthigen Horizonten vollständige Uebereinstimmung in der Lagerung statt. Im nördlichen Theile herrscht in dieser archäischen Formation durchschnittlich ein Streichen von N. nach S. mit geringer westlicher Abweichung, weiter, südlicher wendet sich jedoch dasselbe noch mehr nach W. und verläuft von NW. nach SO. Das Fallen ist fast immer nach O. gerichtet und ist dasselbe im nördlichen Districte naturgemäss ein rein

[1]) Material till Finska Lappmarkens Geologie. (Med en geolog. karta och profiler.)

östliches, im südlicheren Theile ein nordöstliches; im Allgemeinen ist es verhältnissmässig steil, nämlich 50° bis 70°. —

Höchst interessant und beachtenswerth ist die Mannichfaltigkeit der Gesteinsausbildung der Granulite aus Finnland-Lappmarken. Nicht nur typische normale Granulite, sondern auch glimmerführende Granulite sind in reichlicher Menge im Gebiete verbreitet; dazu gesellen sich noch als weitere Varietäten Turmalingranulite und die durch putzenartig eingestreute Hornblendenadeln charakterisirten Forellengranulite. Die innige Beziehung der letzteren zu dunklen Granuliten, als deren Zusammensetzung Hornblende, ein glimmerartiges Mineral, Feldspath, Quarz, brauner Granat und Magnetit angegeben werden, verdient deswegen hervorgehoben zu werden, weil sie eine ähnliche geologische Stellung innerhalb der Granulitformation Lappmarkens einnehmen, wie die Pyroxengranulite in der sächsischen Granulitformation. Wechsellagerungen zwischen den einzelnen Granulitvarietäten ist die Regel, wie auch innerhalb der Granulitformation Oligoklasführende Gneisse mit jenen durch Wechsellagerung verknüpft sind.

Die normalen typischen Granulite sind schieferige bis flaserige, feine bis mittelkörnige Gesteine, welche nach Jernström aus Orthoklas, Quarz in plattgedrückten Körnern und Linsen, rothem und braunem Granat von mikroskopischer Kleinheit bis zu Körnern von 1—3 Linien Durchmesser bestehen und wohl auch accessorisch schwarzen Glimmer führen.

Als seltene zufällige Gemengtheile der normalen und glimmerführenden Granulite giebt Jernström noch Oligoklas, Disthen, Buchholzit, Graphit und Eisenkies an.

Von den fünf normalen Granuliten, welche mikroskopisch untersucht werden konnten, entstammen vier aus dem südlichen Theile der Granulitformation und zwar drei aus der Gegend von Kultala und einer von Vahtamapää; der Fundort des fünften liegt im nördlichen Districte derselben; er ist nämlich Ontakoski am Tanaelf.

In ihrer mikroskopischen und makroskopischen Ausbildung sowie in ihren Bestandtheilen sind dieselben so ähnlich, dass ihre Beschreibung möglichst gedrängt gegeben werden kann.

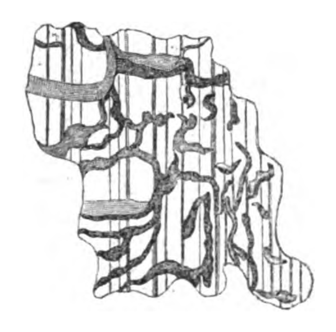
Der Feldspath ist als Orthoklas, Plagioklas und Mikroklin und zwar in wechselnder Quantität in diesen Granuliten zugegen.

Der Orthoklas ist durch Spaltbarkeit und durch Interponirung von den bekannten feinen stabförmigen Lamellen von flaseriger Beschaffenheit charakterisirt, und demnach ein Mikroperthit. Auf manchen breiteren Lamellen wurden hin und wieder bei Dunkelstellung lichte Linien wahrgenommen, die entweder der Zwillingsstreifung der Plagioklase entsprechen, oder nur auf Spaltung zurückzuführen sind. Die Auslöschung der Hauptmasse

des Feldspaths betrug 0—4°, während die Lamellen erst bei 14—15° Dunkelheit zeigen, sodass in den letzteren ein Plagioklas (Oligoklas) vorliegt. Am Rande sind manche Orthoklase höchst zierlich von Quarzstengelchen schriftgranitisch durchwachsen. Im Innern fehlt eine solche Verwachsung fast stets, nur selten sind daselbst einzelne Quarzkörner zu beobachten. Im Allgemeinen sind die Orthoklase von seltener Frische. An den Präparaten von Kultala' und Vahtamapää ist eine Trübung längs der Faserung zu beobachten, welche bei starker Vergrösserung sich in weissliche oder grauweissliche Körnchen und Fäserchen auflöst. Diese Zersetzungserscheinung liefert als Umwandlungsprodukt Kaliglimmer und vermuthlich auch Kaolin.

Der Plagioklas zeigt auch in diesen Granuliten eine mannichfaltige Ausbildung. In Folge zwiefacher Zwillingsverwachsung besitzen sie häufig eine gegitterte Structur. An anderen bemerkt man eine prächtige und reichliche Durchwachsung von stengeligem Quarz, wovon Figur 5 ein einem Granulit von

Figur 5.



Kultala entnommenes Bild entwirft. Nach ihrer Auslöschungsschiefe scheint hauptsächlich eine bestimmte Feldspathmischung zu überwiegen; denn die vorgenommenen zahlreichen Messungen ergaben dafür an allen Fundpunkten denselben Werth; nämlich am meisten 18°, seltener 14° und in einem Präparat von Kultala fanden sich mehrere Plagioklase mit einer Auslöschung von 25° beiderseits. Seine Betheiligung an der Zusammensetzung der Granulite ist eine wechselnde. Die übrigen Feldspathe übertrifft er in den Vorkommnissen von Kultala. In den Granuliten von Outakoski und Vathamapää spielt er dagegen nur die Rolle eines accessorischen Gemengtheils.

Dem Mikroklin kommt im Verhältniss zum Orthoklas und Plagioklas eine untergeordnete Stellung zu, obwohl man denselben deshalb noch nicht zu den accessorischen Gemengtheilen zu stellen braucht, denn es ist jedenfalls klar, dass neben den

so charakteristischen und unverkennbaren gegitterten Durchschnitten auch ein Theil dieser Feldspathspecies in Schnitten parallel M zugegen sein muss, deren Unterscheidung vom Orthoklas bei der regelmässigen Kleinheit der Individuen wirklich schwierig, ja oft unausführbar ist. In einem Dünnschliff von Kultala bildet der Mikroklin auch einige grössere Individuen, die in ächt perthitartiger Weise von Plagioklas in Schnüren und Körnern, an denen die Zwillingsstreifung deutlich ausgeprägt ist, durchdrungen werden.

Auch die gegitterten Mikrokline enthalten die stabförmigen feldspathigen Lamellen eingeschlossen, die jedoch wegen der Kleinheit des Wirthes von sehr geringer Grösse sind und dicht gedrängt neben oder über einander liegen. Der Mikroklin ist meist in dem Bindegewebe der Felsart vertheilt. In einem anderen Schliffe von Kultala fehlt der Mikroklin gänzlich, wenigstens konnten keine deutlich gegitterten Durchschnitte in demselben wahrgenommen werden. Im Granulit von Outakoski sind auch nur etliche, durch besondere Kleinheit ausgezeichnete Durchschnitte parallel P bestimmt nachweisbar.

Der bald hyacynth- bald braunrothe Granat ist nur in Körnerform der Beobachtung entgegen getreten und birgt als Gäste oft kleine wohlkrystallisirte Granaten, Quarzkörnchen, Rutil in Körnern und Nädelchen, wohl auch Turmalinsäulchen, aber höchst selten Flüssigkeitseinschlüsse.

Durchschnittlich zeigen sich die untersuchten Granulite aus finnländisch Lappmarken durch Reichthum an Quarz aus. In dieser Beziehung ist besonders hervortretend der Granulit von Outakoski, in welchem er die gesammte Feldspathmasse an Zahl und Grösse seiner Individuen übertrifft. Auffallend in den Quarzen aller hier genannten Fundorte ist die Armuth an Flüssigkeitseinschlüssen, ja oft das Fehlen derselben; es gelang mitunter erst bei 800facher Vergrösserung einige winzige Flüssigkeitseinschlüsse aufzufinden. Häufiger sind schwarze, strichähnliche Nädelchen eingewachsen, die man zum Theil wohl als Turmalin ansprechen darf, da einige Male starker Dichroismus an ihnen wahrgenommen werden konnte. Andere feine, gelblichbraune Nädelchen, oft unter spitzem Winkel wie der Sagenit aggregirt, gehören vermuthlich dem Rutil an, von welchem auch einige grössere Körner im Quarz eingebettet sind.

Der Sillimanit betheiligt sich in geringer Menge als ziemlich breite Säulen, die keine bemerkenswerthen Eigenthümlichkeiten zeigen, an der Zusammensetzung jedes dieser Granulite. Weder seine feinfilzige Abänderung, der Fibrolith, noch der ihm chemisch verwandte Disthen sind in den untersuchten Dünnschliffen angetroffen worden.

In fast allen Granuliten bemerkt man schon mit unbe-

waffnetem Auge oder mit Hülfe der Lupe wie feinster schwarzer Staub aussehende Körnchen, deren Zahl sich unter dem Mikroskop etwas vermehrt. Es sind fast durchgängig rundliche, oft unregelmässig verzogene und zertheilte Körner mit starkem Metallglanz. Manche derselben werden bald am Rande, bald in der Mitte durchscheinend und sind alsdann von ledergelber Farbe, seltener sind die Durchschnitte bläulich durchscheinend. Wahrscheinlich haben wir in vielen dieser so gearteten Körner Rutil in der Zusammensetzung des Nigrins vor uns. Ein anderer Theil dieser Gebilde ist dem Eisenglanz zuzutheilen und möchten wir alle mehr oder minder sechsseitig begrenzten Täfelchen und Körner hierzu rechnen. Kleine gelblichbraune Nädelchen und Kryställchen von tetragonaler Form können vielleicht gleichfalls auf Rutil bezogen werden.

Endlich lässt sich unter den schwarzen Körnern und auch in einigen Kryställchen, beide durch blauschwarze Farbe und starken Dichroismus ausgezeichnet, Turmalin bestimmen.

Apatit wurde nur einmal in einem Granulite von Kultala beobachtet. Er bildet, wie in krystallinischen Schiefergesteinen überhaupt, rundliche, verhältnissmässig grosse und in der Nähe des Granats liegende Körner, die durch schwache Polarisation und zahlreiche Flüssigkeitseinschlüsse sich deutlich von den Quarzen abheben.

---

## 3. Geologische Beobachtungen im Tessinthal.

Von Herrn F. M. Stapff in Airolo.

(Fortsetzung.)[1]

### 2. Strandbilder.

Hierzu Tafel II. und III.

Der Wanderer, welcher seinen Weg zwischen der Biaschina und Chiggiogna von 300 — 800 m hohen Klippwänden eingerahmt sieht, ahnt kaum dass auch hinter ihren Zinnen Menschen wohnen, von denen es noch weit ist zum höchsten Gebirgskamm, den er vom Thalboden aus zu erblicken meinte. Hat er aber den Thalrand auf stundenweitem Umweg erreicht, so findet er sich erstaunt auf einem flach geneigten Wiesenband, welches bald halbkilometerbreit ausgreift, bald zu schmaler Leiste zusammenschrumpft; hie und da an Klippeggen absetzt, von Sturzhalden überschüttet oder von Thalmulden unterbrochen ist. Und hinter diesem Boden ragt abermals eine Klippmauer, öfters über die Waldgrenze hinaus.

Das Wiesenband zieht sich vom Hauptthal in die Seitenthäler; bequeme Pfade führen auf ihm von Bergdorf zu Bergdorf: Von Mti Cala im Val Chironico 1492 m, nach Mti Gonzegno 1419, Mti Olina 1461, Mti Chesso 1447, den Wiesenflächen oberhalb Gribbio 1444, durch den Wald von Dalpe bis Piumogna 1400, und Alpe Gora 1440.

Nach einer Unterbrechung von 9 à 10 km findet man den Saum wieder bei Gioet 1440 und folgt ihm nach Giof 1410, Nante 1426, den Sennhütten von Coliscio 1519 und 1395 (1457) Alle Cassine 1502, Strade rosse 1474. Von da steile Waldlehne bis zu den Böden von Motta und Selva 1470, Ronco 1481 und Bedretto 1405, im hintersten Bedrettothal. Dies ist eine Strecke von fast 35 km, auf welcher die mittlere Meereshöhe des auch ohne Karte leicht erkennbaren flach geböschten Bandes 1442 m beträgt; mit Schwankungen zwischen 1400 und 1500.[2]

---

[1]) Siese diese Zeitschr. XXXIII. pag. 604.

[2]) Auch diese Schwankungen lassen sich noch einschränken, wenn man die mittleren Höhen der jemaligen Verflächungen zusammenstellt, und nicht die auf der Karte ausgesetzten Höhenquoten einzelner Punkte, wie hier geschehen, um dem Leser das Verfolgen der Linie auf der Karte zu erleichtern. Bei einer anderen Gelegenheit fand ich auf erste Weise 1446 m mittlere Meereshöhe dieses Bandes.



Das Auge, welches von den Wiesen hinter Mti Chesso nordostwärts das Tessinthal sucht, findet es nicht. Es liegt tief unter der Fläche, die ohne Unterbrechung zu dem mit Dörfern und Maiensessen bestreuten flachen Gürtel am jenseitigen Berggehänge fortzusetzen scheint. Derselbe ist öfters unterbrochen und weniger scharf profilirt als der diesseitige, lässt sich aber nach folgenden Merkpunkten ausfinden. Moriscio 1492, Tircirolo 1410, Uso 1470—1500 (1485), ? 1479, Adeiro 1473, Cradompo 1442, Cò 1391, Molare 1500 (lange Unterbrechung), Alp oberhalb Brugnasco 1500, Pautan im Val Canaria 1470, Monti 1500, Selva im Val Bedretto 1500, Sorio 1457, Orello 1408, Bedretto 1405, Ronco 1481, Selva und Motta 1470. Weiter als 43 km. zieht auch auf der linken Thalseite vom Bergsporn zwischen Tessin- und Brennothal bis zum hinteren Bedrettothal in der mittleren Meereshöhe 1462 m ein flach geböschter Streifen an der sonst steileren Lehne!

Die Senkung des Thalweges um ca. 1140 m beeinflusst diesen in 1400 à 1500 m Meereshöhe auf beiden Thalgehängen fast horizontal verlaufenden Streifen ebensowenig. als die Unebenheiten des Meeresbodens das gleiche Niveau der Küstenlinie beeinträchtigen. Gewährt eine dichte Nebelbank, von Biasca bis Bedretto, im Tessinthal einen zufälligen Horizont etwa 1450 m ü. M., so erscheint über demselben eine Fjordlandschaft mit Einbuchtungen und wenigen schmalen Seitenarmen. Felsige Ufer senken sich hier, kahl steil und ohne Sockel in die Tiefe; dort verschwimmen die schwebenden Contouren flacher grüner Gestade; steile Waldlehnen mit einsamen Buchten zwischen vorspringenden Köpfen fussen auf schmalen Ufersäumen; vereinzelte kleine Schären tauchen am Strand auf, welchem Bäche zueilen, an Dörfern und Sennhütten hin. Und alles umfasst der Gebirgskamm mit seinen schneeigen Gipfeln.

Aber auch an diesem sind in bestimmten Höhenstufen Profile mit Strandzügen zu erkennen. Die oberen Böden der meisten Gletscher des Gotthardgebietes gleichen flachen Buchten im Firn; ihre Meereshöhe schwankt häufig zwischen 2600 und 2900 m, doch lassen sie sich nicht wohl in Linien gleichen Niveau's reihen.

Dies gelingt schon mit den steinigen Weideböden in etwa 2379 m mittler Meereshöhe, welche nur kurze Zeit im Hochsommer mit Kühen befahren, in der Regel zu Schafweiden verwendet werden. Zwergbirken, Alpenrosen, Heidelbeeren und Wachholder hören da auf zu wachsen; Murmelthiere legen ihre Baue nicht höher an; einzelne Schneeflecke bleiben ständig.

Viele isolirte Verflächungen an den Berggehängen zwischen

den Höhencurven 2400 und 2100 lassen sich nicht zwanglos in einen Gürtel mässiger Breite zusammenfassen.

Leicht zu erkennen und zu verfolgen ist dagegen die Zone der Alpenweiden in 2098 m mittler Meereshöhe. In einer nicht gar abgelegenen Periode erreichten noch Nadelwälder diese Region, wie einzelne dem Wetter- und Zeitenwechsel trotzende Skelette von Lärchen, und Wurzelstöcke in Torfmooren (Alla Bolla 2180 m, Grasso di Mezzo 2150 m, Grasso di Fondo 2000 m) beweisen. Jetzt kümmern noch Leggföhren- und Grünerlenbüsche in diesem Revier der Hühner, Murmelthiere und Schneemäuse.

Es scheint unnöthig, durch viele Namen und Zahlen die Existenz und Continuität dieses Bodengürtels zu beweisen; man führe auf der topografischen Karte (1 : 50000) einen Farbstift entlang der 2100 m Curve, und man wird sofort erkennen, wie an vielen Stellen des Zuges die benachbarten Niveaucurven auseinander weichen und eine Terrainböschung von oft nur 1 : 6 anzeigen, während oberhalb und unterhalb die Böschung etwa 1 : 1,5 beträgt.

Im Wald, welcher hie und da noch geschlossen die Berglehnen zu 1800 à 1900 m Meereshöhe überzieht, entdeckt man Lichtungen mit Sennhütten und erkennt unschwer dass sich dieselben auf nahezu horizontalen Linien vertheilen. Im Profil treten die Lichtungen als schmale Stufen hervor, und wo eine Stufenlinie endlich den Thalweg schneidet, darf man eine Staffel mit Wasserfällen erwarten, worauf der Thalboden sich ebnet und weitet. Viele dieser Stufen spitzen aber auch aus, senken oder heben sich und verlaufen verschränkt zwischen einander. Deshalb wird es oft schwierig unbefangen ihren Weg und Ziel zu beurtheilen, zumal wenn sie sich aus mehrfachen kleineren Stufen zusammensetzen, und weil sie ohne Ausnahme hie und da destruirt und unterbrochen sind.

Um darüber in's Klare zu kommen ob die zahlreichen Plateaustreifen zwischen 2100 und 1450 m Meereshöhe regellos zerstreut sind oder natürlichen Gruppen gleichen Niveau's angehören, habe ich die Höhenquoten von 57 hieher gehörigen Punkten des linksseitigen Thalgehänges, zwischen alle Foppe am Fuss des Nuffenenpasses und Valleggio oberhalb dem früher besprochenen Vallone grande, in aufsteigender Linie geordnet, mit 1500 beginnend und 2050 m schliessend. Es stellen sich in der Reihe einige auffällige Lücken heraus, und wenn man die dazwischen fallenden Punkte zusammenfasst, so besitzen

10,7 pCt. die Mittelhöhe 2026 (2013—2040),
z. B. alle Foppe am Fuss des Nuffenen 2026; à Ross auf Alpe di Vinei 2040; Piano Petanetto, oberhalb Daziogrande auf Alpe Chierra, 2032.

21,5 pCt. die Mittelhöhe 1920 (1900—1950),
z. B. Cruina im hinteren Bedrettothal 1907—1942; Alpe Pontino und Orell oberhalb Val Canaria 1920; Pian Fongio 1900; Rand oberhalb Lago Ritom 1930; Alpe Foebascia oberhalb Giornico 1912.

3,6 pCt. die Mittelhöhe 1853 (1850—1855),
nämlich Alpe Pesciora im Bedrettothal 1850; Fiendo westlich von Airolo 1855.

10,7 pCt. die Mittelhöhe 1792 (1769—1830),
z. B. Cavanna im Bedrettothal 1804; Pian delle Volte oberhalb Ponte Tremola 1780; Canaria 1770; Frageire (sopra) oberhalb Lavorgo 1830;

5,4 pCt. die Mittelhöhe 1733 (1730—1739),
nämlich Monigolo im Bedrettothal 1730, Mte Carico (sopra) oberhalb Faido 1739, Frageire (sotto) 1730.

10,7 pCt. die Mittelhöhe 1677 (1670—1681),
z. B. Ganino im Bedrettothal 1680, Motta di Dentro unterhalb Ponte Tremola 1670, Ruten oberhalb Madrano 1680, Boschetto oberhalb Giornico 1681.

9,0 pCt. die Mittelhöhe 1636 (1625—1650),
z. B. Alacqua im Bedrettothal 1630, In Valle, zwischen Lago Ritom und Altanca 1650, Valleggio, über Vallone grande, 1641.

19,6 pCt. die Mittelhöhe 1559 (1536—1581),
z. B. Prato im Bedrettothal 1571, Cima del Bosco 1570 und Stuei 1567, beide oberhalb Airolo, Mte Carico (sotto) 1551, Angone oberhalb Lavorgo 1555, Pascoroscio oberhalb Giornico 1577.

8,8 pCt. der verglichenen Stellen sind zwar z. Th. sehr ausgesprochene Stufenflächen, lassen sich aber mit umliegenden nicht ohne Zwang zusammen gruppiren. Sie besitzen die Höhen 1500, 1515, 1596, 1972, 1995.

Diese Zusammenstellung zeigt, dass die zwei Stufenlinien in 1920 und 1559 m mittlerer Meereshöhe weit ausgedehnt und durch viele Punkte markirt sind. Weniger gilt letzteres von den Linien in 2026, 1792, 1677, 1636 m; und nur einige gleich hohe Stufenflächen deuten die Existenz von Linien in 1853 und 1733 m an.

Auf den Einwurf, dass durch andere Gruppirungsweise derselben Punkte nahezu beliebige Stufenhorizonte combinirt werden könnten, ist zu erwidern, dass nach obiger Zusammenstellung der mittlere Verticalabstand von Stufe zu Stufe meist viel grösser ist als die grösste Höhendifferenz zwischen den zu einer und derselben Stufe gezählten Punkten. Nämlich:

| Zwischen den Stufen . . . | 2098 bis 2026 | 2026 bis 1920 | 1920 bis 1853 | 1853 bis 1792 | 1792 bis 1733 | 1733 bis 1677 | 1677 bis 1636 | 1636 bis 1559 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| ist mittlerer Verticalabstand . | 72 | 106 | 67 | 61 | 59 | 56 | 41 | 77 m |
| Die einzelnen zur Stufe . . | 2026 | 1920 | 1853 | 1792 | 1733 | 1677 | 1636 | 1559 |
| gerechneten Punkte liegen höchstens auseinander . . | 27 | 50 | 5 | 61 | 9 | 11 | 25 | 45 m |

Auf ganz gleiche Weise wie für die linke Thalseite wurde aus den Höhenquoten von 47 Verflächungen die Mittelhöhe der rechtsseitigen Stufenlinien gezogen. Von diesen Verflächungen besitzen

8,5 pCt. die Mittelhöhe 2026 m (2020—2032),
z. B. alle Foppe 2026, Casa dell' Ospitale im Bedrettothal 2020, Kesselrand des Laghetto im Val Chironico 2032.

21,3 pCt. die Mittelhöhe 1923 m (1900—1950),
z. B. Cruina 1907—1942, Folera, Villa gegenüber 1913, Alpe Ravina, oberhalb Nante 1900, Alpe Sponda im Val Chironico 1930.

8,5 pCt. die Mittelhöhe 1866 (1861—1874),
z. B. Paltano im Bedrettothal 1862, Plateau oberhalb Mti Chesso 1868.

21,3 pCt. die Mittelhöhe 1809 (1777—1830),
z. B. Stabbio grande, Villa gegenüber 1812, Casa nuova, auf Alpe Piscium über Airolo 1811, Alpe Cadonigo oberhalb Dalpe 1815, A. Gasca oberhalb Giornico 1830.

10,6 pCt. die Mittelhöhe 1735 (1703—1755),
z. B. Valeggia (sopra) im Bedrettothal 1754, Pian di peccia daselbst 1711, All Ambro, oberhalb Piumogna 1703.

8,5 pCt. die Mittelhöhe 1673 (1654—1687),
z. B. Valeggia 1685, Alpe Perno oberhalb Giornico 1687.

8,5 pCt. die Mittelhöhe 1638 (1630—1646),
z. B. Alpe Prato, oberhalb Piotta 1630, Alpe della Piotta oberhalb Piumogna 1646.

6,4 pCt. die Mittelhöhe 1563 (1555—1570),
z. B. Cassina sopra, Albinasca gegenüber 1570, Mti. Osadigo. oberhalb Giornico 1555.

6,4 pCt. lassen sich nicht wohl untereinander oder mit den übrigen zusammengruppiren; diese Punkte liegen meist tiefer als 1532.

Vergleichen wir nun die entsprechenden Stufen auf beiden Thalseiten, so ergiebt sich:

| | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Links: | aus 10,7 | pCt. | aller | beob. | Punkte | combinirt | 2026 | m |
| | „ 21,5 | „ | „ | „ | „ | „ | 1920 | „ |
| | „ 3,6 | „ | „ | „ | „ | „ | 1853 | „ |
| | „ 10,7 | „ | „ | „ | „ | „ | 1792 | „ |
| | „ 5,4 | „ | „ | „ | „ | „ | 1733 | „ |
| | „ 10,7 | „ | „ | „ | „ | „ | 1677 | „ |
| | „ 9,0 | „ | „ | „ | „ | „ | 1636 | „ |
| | „ 19,6 | „ | „ | „ | „ | „ | 1569 | „ |
| | „ 8,8 | „ | „ | „ | „ | „ | ? | |
| Rechts: | „ 8,5 | „ | „ | „ | „ | „ | 2026 | „ |
| | „ 21,3 | „ | „ | „ | „ | „ | 1923 | „ |
| | „ 8,5 | „ | „ | „ | „ | „ | 1866 | „ |
| | „ 21,3 | „ | „ | „ | „ | „ | 1809 | „ |
| | „ 10,6 | „ | „ | „ | „ | „ | 1735 | „ |
| | „ 8,5 | „ | „ | „ | „ | „ | 1673 | „ |
| | „ 8,5 | „ | „ | „ | „ | „ | 1638 | „ |
| | „ 6,4 | „ | „ | „ | „ | „ | 1563 | „ |
| | „ 6,4 | „ | „ | „ | „ | „ | ? | |

Es verlaufen also auf beiden Thalseiten in gleichen Horizonten die Stufenlinien 2026 (2026), 1920 (1923), 1733 (1735), 1677 (1673), 1636 (1638). 1559 (1563) und zwar vom innersten Thalwinkel des Bedretto bis in die untere Leventina. Warum die Horizonte der Linien 1853 und 1866, 1792 und 1809 nicht gleich wohl stimmen, ist schwer zu sagen. Bei denselben liegen vielleicht irrthümliche Beobachtungen oder Gruppenbildungen vor.

Unterhalb der Stufe 1442, von welcher wir ausgingen, lassen sich bis Biasca wenigstens noch 7 tiefere ausconstruiren. Auf ihnen liegen sämmtliche Bergkirchdörfer, zu denen die sogen. „Monti“ als Annexe gehören. Soweit letztere auch im Winter bewohnt sind, steigen sie nur ausnahmsweise über die 1450 m Stufe, auf welcher Kartoffeln und Roggen noch wohl gedeihen. [1])

Die tiefer liegenden Verflächungen in horizontale Stufenlinien zusammenzufassen, ist nicht ganz leicht. Einzelne flache Terrainflecken zeigen zwar ausgesprochene Strandformen; nach entsprechenden Fortsetzungen muss man aber oft lange suchen. An nicht zu steilen Lehnen verfliessen diese Stufenlinien in einander, indem sie auf ausgedehnten Schichtflächen auslaufen

[1]) Unter besonders günstigen Verhältnissen werden im Göscheneralpthal und an der Furkastrasse (oberhalb Realp) Kartoffeln bis 1700 und 1730 m gebaut. In der Leventina, wo Kastanien die Kartoffeln ersetzen, wird auf den Anbau der letzteren weniger Sorgfalt verwendet.

und denselben gemeinsam weiter folgen. So scheinen sich die mit Dörfern besetzten flachen Bodenstreifen oberhalb Faido in der Thalrichtung zu senken, denn sie liegen auf Schichtflächen, welche bei nordwestlichem Streichen flach südwestlich einfallen. Verfolgt man aber die Richtung eines einzelnen Streifens scharf und ohne mit dem Auge von der Horizontalen abzufallen, so findet man heraus, dass er sich auf derselben oder auf einer höheren Schichtfläche in früherem Niveau wieder anlegt. Da wo die Stufen an Klippwände herantreten, hören sie auf; Grasbänder an den Wänden folgen zwar nicht selten Schichtablösungen, welche in Stufenlinien fallen; sie verlieren sich aber bald. Auf Klippspornen, welche zwischen 2 Schluchten hervorspringen, sind kleine Terrassen profilirt; und tiefer eingeschnittene Steilthäler lassen in ihrem Thalweg hie und da Verflächungen erkennen, welche in den Horizont anderwärts wohl ausgeprägter Stufen fallen. Derartige Erscheinungen zeigen sich an den schroffen Thalwänden von Chiggiogna bis Polmegno; besonders aber in dem vom Val Chironico, Tessin und Val Vigornesso umschlossenen Stock des Mezzogiorno, Madone grosso, Cramosino. In diesem steilen Klippland ist von fortlaufenden Stufenlinien nichts wahrzunehmen; nur einzelne Verflächungen deuten an, dass hier vergebens dieselben Zungen geleckt haben, welche in günstigerem Terrain fortlaufende Stufen glätteten.

Die richtige Construction der tieferen Stufenlinien wird noch dadurch erschwert, dass sie oft mit ehemaligen Seeböden collidiren, welche nahezu die Meereshöhe benachbarter Stufenlinien besitzen. Steilgeböschte Ufer, welche der Fluss in solche Böden tief eingeschnitten hat, bieten zusammen mit den gebliebenen Bodenstreifen ähnliche Profile, wie die an den Gehängen hinziehenden Stufen, so dass beide Erscheinungen leicht mit einander verwechselt werden können.

Nach einer früheren Zusammenstellung lassen sich von Airolo bis Faido wenigstens zwei Terrassenlinien in der Mittelhöhe 1356 ± 31 und 1198 ± 51 verfolgen. Eine auf beiden Thalgehängen bis Biasca ausgedehnte Untersuchung ergiebt aber folgende:

1353 m Mittelhöhe von 19 Punkten auf dem linken Ufer; z. B. Ossasco 1331, Fläche des Valeggio-Schuttkegels bei Airolo 1380, höchstes Terrassenplateau oberhalb Madrano 1326, die Dörfer Brugnasco 1386, Altanca 1392, Ronco 1373, Lurenco 1322, Campello 1370; Sasso Poleggio 1350. Auf dem rechten Tessinufer: Stufe zwischen Nante und Stalvedro; Wiesenfläche oberhalb Dalpe 1320; bei Gribbio 1385; am Pfad von Mti Chesso nach Mti Olina 1382. Die alten Dörfer der oberen Leventina, welche weit ausgedehnte Alpweiden

besitzen, liegen sonnseitig auf diesem Gürtel; die Dörfer im Thalboden dagegen, von denen einige während 3er Monate keine Sonne sehen, scheinen erst dem Strassenverkehr ihre künstliche Entstehung zu verdanken.

1213 m Mittelhöhe von 18 Stellen; links z. B. Fontana 1290, Albinasca 1293, Tamblina 1239, Bedrina 1290, Airolo 1179[1]), Valle 1180, Terrasse oberhalb Madrano 1275, Deggio 1214, Catto 1244, Vigera 1215, Osco 1161, Calpiogna 1152. Auf der rechten Thalseite: Cornone 1189, Dalpe 1192—1202, Carnago im Val Cramosino 1211.

Auf der sonnseitigen Lehne gedeihen zu dieser Höhe: Obstbäume bis Airolo; Buchen, Kastanien- und Nussbäume bis unterhalb der Defilée von Daziogrande. Es überrascht, starke fruchtbare Kastanienbäume von der Rampa delli alberi (unterhalb Dazioschlucht) bis nach Osco (1161 m) hinauf zu sehen, oberhalb der Schlucht aber keinen einzigen mehr; trotz der daselbst geringeren Meereshöhe des Thalweges von 950 bis 1000 m.

1055 m Mittelhöhe von 16 Punkten; l. z. B. Quinto 1014, Rossura 1056, Calonico 1000, Cavagnago 1021, Sobrio 1095, Barnasco (zwischen Sobrio und Bodio) 1035. Auf der rechten Thalseite: Prato 1050, Piumognathal unterhalb Cornone 1100, Rastumo 1129, Rodont 1015 (beide Lavorgo gegenüber), Cavallume oberhalb Personico 1117, Carnisera, Polleggio gegenüber 1085.

Der Boden des ehemaligen oberen Leventinersees fällt mit dieser Stufe fast zusammen.

951 m Mittelhöhe von 13 Punkten; l. z. B. Mairengo 923, Primadegno 975, Anzonico (sotto) 942, Barnasco (sotto) 991, Diaganigno 961. Auf der rechten Thalseite: Faidalo, Bodio gegenüber 906, Bedrescio, Poleggio gegenüber 906.

809 m Mittelhöhe von 7 Verflächungen; l. z. B. unterhalb Chiugegno 810, oberhalb Poleggio 809. Am rechten Gehänge: Wiesen gegenüber Faido 816, Chironico 800, Ursino, Giornico schief gegenüber 815.

730 m Mittelhöhe von 6 Punkten; l. z. B. Piano Chironico 750, oberhalb Ogazzo (bei Giornico) 727, Caverio, Biasca gegenüber 730 m.

602 m Mittelhöhe von 11 Stellen; l. z. B. Lavorgo 622, Ställe am Riale Torcio oberhalb Giornico 650, Mti Erlo über

---

[1]) Die Wiesenflächen am Tessin, von denen jetzt nur noch die rechtsseitige intakt ist; der Friedhof von Airolo; das Feld bei Madrano gehören nicht stricte dieser Stufe an, sondern einem etwas niedrigeren Seeboden.

Poleggio 630. Auf der rechten Thalseite: Nivo 641, San Pelligrino 546, Bedrini, Poleggio gegenüber 660.

Dieser Rand fällt fast zusammen mit dem ehemaligen Seeboden der mittleren Leventina, so dass es hier schwierig wird, ähnliche Terrainformen, die das Resultat verschiedener Ursachen sind, auseinander zu halten.

In den Höhenstufen 600 — 1000 haben Nussbäume und Bergkastanien ihr rechtes Heim (unterhalb Daziogrande). Letztere scheinen wild zu wachsen, auf unzugänglichen Rasenbändern, an den Klippwänden oder zwischen Bergsturzschutt. Aber jeder Baum hat Besitzer, und ist nicht selten gepflanzt, oft gepfropft. Buchen soll zwar der Hauptort der mittleren Leventina (Faido = Favvyd) seinen galloceltischen Namen verdanken, doch sieht man solche nicht mehr häufig. Maulbeer wird wenig gehegt; Spalierreben werden bei Faido gezogen, alte Weinberge bei Lavordo sind aber aufgelassen worden. Der Weinbau beginnt erst unter der Biaschina bei Giornico, und zwar ebenso überraschend reich wie die Kastanienzucht unterhalb Daziogrande. Die Weinberge steigen auch sofort über den Horizont der Biaschinathalschwelle, gleichwie die Kastanien an der sonnseitigen Lehne unterhalb Dazio den Horizont des Thalweges oberhalb der Schlucht übersteigen.

Zwischen der 602 m Terrasse und dem Spiegel des Lago maggiore (297 m) lassen sich noch mehrere Stufenlinien ziehen, welche hier aber nicht weiter im Betracht kommen. Es sei nur erwähnt, dass auch die dem Kirchplatz von San Pelligrino (546) gleichhohe Passfläche des Mte Ceneri (553) zur Stufenlinie 602 gerechnet werden kann.

Am Lago maggiore hin zieht sich von Magadino bis Dirinella (Schweizergrenze) eine Strandverflächung, welcher die Gotthardbahnlinie hauptsächlich folgt, 20 — 30 m über dem Seespiegel. Hier ist der See zu Handen und Jedermann findet es selbstverständlich, dass einem früheren höheren Stand desselben die Verflächung ihren Ursprung verdankt. Sie ist aber geformt wie die im Vorhergehenden beschriebenen (obwohl nicht sehr scharf gezeichnet); und der Lago maggiore hat sich vormals nicht nur weit thalaufwärts ausgedehnt [1]), sondern er hat auch einmal mit dem Pogolf in unmittelbarem Zusammenhang gestanden. Wo hören nun die Stufenlinien auf, alte Stränder zu markiren; und wo beginnen sie die Erosionswirkung von Gebirgsbächen zu documentiren?

Bevor wir das Gebiet theoretischer Fragen betreten, dürfte

---

[1]) „Der Lago Maggiore hat wohl einst bis .... Bellinzone hinein sich ausgedehnt.“ STUDER, Lehrbuch der physik. Geographie und Geologie, II. pag. 267.

es nützlich sein, die verschiedenen Stufenlinien, welche sich im Vorhergehenden herausgestellt haben, nochmals zu recapituliren. Ich gebe die direct gefundenen Mittelzahlen, obwohl deren Einer selbstverständlich ohne Bedeutung sind.

2600 -- 2900 m Gletscherböden (Reussgebiet).<br>
2379 m Mittelhöhe, unterste Schneeflecken, Schafweiden.<br>
2098 m „ Alpweiden; alte Waldgrenze.<br>
2026 m „ „ Krummholzgrenze.<br>
1920 m „ (1933) Alpweiden; jetzige Waldgrenze.<br>
1853 m „ (1866) „<br>
1792 m „ (1809) „<br>
1733 m „ (1735) „ Grenze des Kartoffelbaues.<br>
1677 m „ (1673).<br>
1636 m „ (1638).<br>
1559 m „ (1563) Grenze des Roggenbaues, höchste Winterwohnungen (südlich vom Gotthard).<br>
1442 m „ (1462) Maiensessen; „Monti“ der mittleren Leventina.<br>
1353 m „ } Alte Dörfer des Bedretto und der oberen<br>
1213 m „ } Leventina: Grenze des Obstbaues.<br>
1055 m „ Grenze der Kastanien unterhalb Dazio.<br>
951 m „ }<br>
809 m „ } Buchen, Kastanien, Nussbäume.<br>
730 m „ }<br>
602 m „ }

*Der horizontale Verlauf dieser Linien*[1] auf *beiden Thalseiten* zwingt dazu, sie a priori als das Resultat der Arbeit des Meeres auf seine Strände zu betrachten. Das Meer sollte dann aber auch *jenseits des Gotthard* in gleichen Höhenstufen ähnliche Bodenformen modellirt haben. Flache Gletscherböden in 2600 à 2900 m treffen wir nicht nur auf dem vom Tunnel unterfahrenen St. Annagletscher und benachbarten kleineren (Guspis, Unteralp), sondern auch auf den grösseren: Wyttenwasser, Siedelen, Tiefen, Kehle u. a.

*Als mittlere Höhe des Schneefleckgürtels* im Reussthal fand ich früher 2372 ± 80, des Alpenweidengürtels

[1]) Da dieselben (besonders die tieferen) ideell scheinen, weil durch Combinatien *einzelner* gleich hoch belegener Verflächungen construirt. so könnte man den horizontalen Verlauf der Stufenlinien als auf subjectiver Anschauung beruhendes Constructionsresultat betrachten. Man versuche denn diese Verflächungen unter der Voraussetzung zu gruppiren, dass sie *geneigten* Linien angehören. Sie als unzusammengehörige Einzelerscheinungen zu betrachten, widerspricht ebensowohl dem generalisirenden Streben jeder Forschung, als dem Thatbestand.

2138 ± 57. Und auch tiefer finden wir im Reussthalgebiet „Böden“, welche in die für das Tessinthal aufgestellten Horizonte fallen. Z. B.

In 2026 m: Lucendro 2083; Oberkäsern 2008—2070; Ebneten Alp (Furkastrasse) 2040; Rossmettlen (oberhalb Hospenthal) 2060; Alpligenalp (Göschenenreussthal) 2010; Salbitalp (ib.) 2000; Oberblatli (Meienthal) 2055; Obere Matten (Fellithal) 2024; Klauserli (oberhalb Schöllenen) 2014; Oberalpsee 2032; Unter-Rossboden 2073; Gurschenalp (Unteralpthal) 2026; Sonnbühl (ib.) 2050.

In 1920 (1923 m): Rodont, an Gotthardstrasse 1914; Hühnereggstaffel 1910; Mädernalp 1920; Unter Ebnetenalp an Furkastrasse 1950; Bratschi (Göscheneralp) 1892—1992; Rohrgrund, gegenüber Wattingen 1929; Sustlialp, Meienthal 1929; Kopf des Leggistein 1920; zwischen Oberalpsee und Rüfenen 2010—1890; Tross, Unteralpthal 1912; Erdhütten im Guspisthal 1906.

In 1853 (1866): Mätteliboden, an Gotthardstrasse ca. 1830; Saum, am alten Furkaweg 1860; Bätzberg 1841; Brückwaldboden, oberhalb Göschenerwald 1810; Hinter Röthe (Göscheneralp) 1840; Tregenstaffel (oberhalb Göschenen) 1808; Mattenberg (Fellithal) 1860; Rüfenen (an Oberalpstrasse) 1848; unterhalb Rossboden 1870; Gige 1846.

In 1792 (1809): Strassenkehre oberhalb Mätteli 1781; Bört (Göscheneralpthal) 1800; Nütschen, an Oberalpstrasse 1800; Spunn, Unteralpthal 1794.

In 1733 (1735): Staubenegg an Gotthardstrasse 1754; am Spitzberg 1680—1740; Ober Wuest, Göscheneralpthal 1743; Göscheneralp 1715; Guferplattenalp, Meienthal 1745; unterhalb Nütschen, an Oberalpstrasse 1740; Riedboden, oberhalb Göschenen 1738. (Dieser Boden und der gegenüberliegende Brückwaldboden, über dem Göschenerwald, erscheinen wie eine zusammenhängende Fläche, bis man dem Rand der 600 m tief eingeschnittenen Schöllenenschlucht nahe steht).

In 1677 (1673) und 1636 (1638): Gamsboden, an Gotthardstrasse 1620—1710; auf dem Wylerli, an Furkastrasse, 1446; Wuest 1620; Regliberg, oberhalb Göschenen 1664; Hinterfeldalp, Meienthal 1660; Sandstafel, Unteralpthal 1629.

In 1559 (1563): Oberhalb Hospenthalkehren, an Gotthardstrasse 1560; Realp 1542; oberer Absatz gegenüber Urnerloch 1530; Brückwaldboden, unten am Rand des Göschenerwaldes 1563; Riedmatt, Göscheneralpthal, 1555—1537; Rüti, oberhalb Wattingen 1548; Hundsalp, Meienthal 1537; Seewli, am Leggisstein 1582; Waldialp, Fellithal 1543; Un-

ter Riedboden, Göschenen gegenüber 1582; Höltzli, Unteralpthal 1588; Fliess (ib.) 1545.

In 1442 (1446): Rand des Ursernthales, z. B.:

Mariahilf 1475; Hospenthal 1463; unterer Absatz Urnerloch gegenüber 1470. (Die Andermatter Wiese 1430 à 1440 rechne ich als evidenten Seeboden nicht hieher). Färnigen, Meienthal 1459; Röhn (Fellithal). Es ist auffällig, dass nördlich vom Gotthard so wenige andere Verflächungen von Belang in diesen Gürtel fallen.

In 1353: Kehren oberhalb Gallerie in den Schöllenen 1350; Wicki, Göscheneralpthal 1326; „an der Kapelle" bis Rüti im Meienthal 1320—1393. Rüti, am Leggisstein 1321; Rüti, am Standelthal 1346.

In 1213: Göschenerreussthal oberhalb Abfrutt ca. 1215; Meienthal oberhalb Husen, ca. 1200.

In 1055: Göschenen 1100; Rütli an der Meienschanze 1050—1080; oberhalb Gurtnellen 1030—1080; Felliberg 1020—1080.

In 951: Wasen 934; Gurtnellen 930; Garten, gegenüber Wasen 974.

In 809: Frenschenberg, oberhalb Amsteg 840; Vorderbristen, dito 840.

In 730: Brunni, oberhalb Amsteg 728; Ried 630—750.

In 602: Reussthal bei Meitschlingen ca. 630.

Die Beispiele werden für die tieferen Stufenlinien spärlich und sind zum Theil nicht recht schlagend, weil ich diese Zusammenstellung nicht über Amsteg hinaus ausdehnen mochte; Belege für weitere nördliche Fortsetzung dieser Linien bietet aber z. B. die Umgegend von Goldau und Morschach.

Diese langweilige Liste von Namen und Ziffern wurde zwar möglichst abgekürzt, ich glaubte sie aber nicht ausschliessen zu dürfen, weil die angeführten Beispiele (von ungleichem Werth) das Studium der ganzen Erscheinung erleichtern, und Ziffern deutlicher als viele Worte beweisen können: dass Stufenlinien nördlich vom Gotthard in denselben Horizonten und mit denselben Intervallen wiederkehren, wie im Tessinthal [1]). Dadurch ist angezeigt, dass die Gotthardalpen, hauptsächlich in ihrer jetzigen Form, erst nach der Pliocenzeit staccato über den Meeresspiegel traten: die Strandflächen markiren Pausen oder Verzögerungen in der aufsteigenden Bewegung.

Abweichungen in Höhenlage, Ausdehnung und Deutlickkeit

---

[1]) Auch aus dem Maggiathal könnte ich schlagende Beispiele von Bodenverflächungen beibringen, welche in die gleichen Horizonte fallen wie jene des Tessin- und Reussthales.

der entsprechenden Strandlinien (N. und S. vom Gotthard) kommen vor, wie dies auch der Fall ist hinsichtlich der einzelnen Verflächungen, welche in je einen Strandhorizont zusammengefasst wurden. Es giebt vielerlei natürliche Ursachen für solche Abweichungen; die hauptsächlichste derselben, nämlich ungleiches Maass der Vertikalbewegung einer über tausend Quadratkilometer umfassenden Fläche, hätte sogar noch viel grössere Abweichungen erwarten lassen. Man könnte deshalb auf die älteste und neueste Anschauungsweise zurückkommen, dass nicht der Boden sich gehoben, sondern das Meer sich gesenkt hat; falls nicht zahllose, je kleine, Verwerfungen an lettigen Klüften im Inneren des Gotthardmassives Bewegungen verriethen, die einer neuen Zeit angehören und mit der ruckweisen Hebung des Gebirges ungezwungen in Zusammenhang gebracht werden können.

Im Vorgehenden sind schon einige charakteristische Züge des Profiles und Verlaufes unserer Strandlinien hervorgehoben worden, und ich glaube von eingehender topographischer Schilderung derselben um so mehr absehen zu dürfen, als die „Braneberger Stufe" in geologischen Lehrbüchern abgebildt ist und als auf den Landschaften in Rütimeyer's herrlicher Schilderung des „Rigi" viele hieher gehörige Formen markirt sind. Rütimeyer nennt sie „Bergschultern", welche „Perioden in der Geschichte der Eiszeit andeuten." A. Heim schreibt solche Thalprofile der Erosion fliessenden Wassers zu; und Studer erklärt wenigstens die tieferen „Fluthlinien" über dem Genfersee, bei Beatenberg (ca. 1000′ über Thunersee), die „Fuchslöcher" bei Lauterbrunnen u. s. w. durch den Wellenschlag von Seeen, wie schon der treffende von ihm gewählte Name besagt. Auch die „Parallelroads" in Irland und Schottland, z. B. über Glen Roy und Glen Gloy (972 à 1278′ über dem Meeresspiegel) werden als Werk des Meeres oder aufgedämmter Landseeen betrachtet; und die nordwärts sich senkenden „Terrassenlinien" im oberen Mississippigebiet als Wasserstandsmarken eines ehemaligen nördlichen Meeres.

Kjerulf's bündige Beschreibung [1]) der Ilsvikenstrandlinie, Trondhjem gegenüber, passt auch auf unsere Linien, führt aber unmittelbar an das Meer, an die Ursache der Erscheinung. In den Alpen ist nur das Resultat der Meeresarbeit geblieben; das Meer in unsichtbare Ferne zurückgedrängt und wohl deshalb seine Thätigkeit vergessen.

Desor fasste unter dem Namen „Moränenlandschaft" die Summe vieler topographischer Eigenthümlichkeiten zusammen,

---

[1]) In Sammlung gemein verständlicher wissenschaftlicher Vorträge von R. Virchow und F. v. Holzendorff; 1880; pag. 352 und 353

welche die Ablagerungen ehemaliger Gletscher charakterisiren. Es würde oft schwierig sein diese Eigenthümlichkeiten fasslich zu beschreiben; hat man sich aber dieselben durch Anschauung eingeprägt, so erkennt man sie wieder, wo es auch sei. Ganz ähnlich verhält es sich mit den Terrainformen, welche das Meer an seinen Küsten ausmodellirt. Wer sich mit ihren Einzelheiten und ihrem Totalbild unter recht verschiedenen Verhältnissen vertraut gemacht hat, erkennt sie wieder — selbst wenn das Meer weggezogen ist. Der Kürze wegen habe ich mir erlaubt die ganze Erscheinung solcher Terrainformen Strandbilder zu nennen.

Obwohl ich die erwähnte Ilsvikenlinie schon im August 1864 „gesehen" und als Strandlinie gezeichnet habe, also lange bevor sie durch H. Mohn u. R. Lehmann bekannt und in Dansk illustreret Tidende vom 9. Dezember 1866 zufälligerweise abgebildet wurde, so verweise ich doch auf Kjerulf's Bild derselben, weil es besser ist als meine Skizze, und theile in Fig. 3 Taf. III. die Skizze einer anderen Strandlinie aus der Trondhjemgegend mit; SW. von der Stadt, an der Kunststrasse gen Ust. Von da übersieht man auch die zahlreichen Terrassen (siehe unten) am Nidelf, bis über die Lerfossarne hinaus. Die landschaftlichen Umrisse der letzteren in meinem Notizbuch sind aber weniger aufklärend als Kjerulf's schematische Skizze, weshalb ich letztere in Fig. 4 reproducire. Fig. 5 zeigt Strandbilder am Fongio, nach einer Photographie vom Fenster über meiner Wohnung in Airolo. Fig. 6 endlich die rohen Umrisse einer Strandterrasse unmittelbar hinter Gribbio, gesehen von einem tieferen Terrassenplateau, auf welchem die Dorfkapelle steht. Die ähnlichen Züge dieser verschiedenen Strandbilder lassen sich leicht herausfinden.

An Flachküsten arbeitet das Meer bald abtragend (Murazzi der Lidi von Venedig, Chioggia, Torcello; vielorts an der Nordsee), — bald auftragend (Sandbänke, Verlandungen, Barren, Nehrungen, Watten, Küstenwälle und drgl.; z. B. vor den Lagunen an der Küste von Texas und dem nördlichen Mexiko); — hiermit brauchen wir uns zunächst nicht zu befassen.

Wirkt dagegen auf eine Steilküste das ebbende, fluthende und brandende Meer, z. B. zwischen den Niveaugrenzen h und $h^1$ (Fig. 7), so erzeugt es einen Steilrand a oberhalb Hochwasserlinie; eine flach geneigte Strandfläche (Gestade, Vorland, beach, surf (mutatis mutandis an amerikanischen Seebädern) oere, plage — je nach Ausdehnung und Nebenverhältnissen) b zwischen Hochwasser- und Tiefwasserlinie; eine Uferschwelle c unter letzterer. a, b, c bilden das Profil einer Strandlinie.

Die Böschung von b schwankt meist zwischen 5 und 10°,

kann in ganz feinem Sand und Schlick auf 0—½° sinken, in Steinen und groben Geröllen bis 25° steigen. Die natürliche Böschung von a beträgt in Schutt gegen 35°, kann in Felsklippen ausnahmsweise 90° erreichen, sinkt in Sand auf 25° und weniger. Die Uferschwelle c schliesst sich durch eine Abrundung der Strandfläche an; ihre Böschung wird in der Tiefe steiler; beträgt 22—35°; soll (nach DARWIN) in Kalksand vor den Küsten von Koralleninseln auf 45° steigen können.

Mit Beibehaltung seines Charakters kann das Strandprofil unendlich viele individuelle Züge annehmen: je nachdem die Küste steiler oder flacher gebö s cht ist; je nach dem natürlichen Böschungswinkel (talus d'entrainement), unter welchem das Material noch steht; je nach seiner Widerstandsfähigkeit (Festigkeit, Verklüftung, Schichtung). Ferner: je nach der Differenz zwischen Hochwasser- und Tiefwasserstand und je nach dem lokalen Seegang [1]. Endlich: je nach der Dauer der Meeresarbeit in einem gewissen Niveau, und je nachdem sich letzteres gleichzeitig (relativ) ändert, allmählig oder ruckweise.

Dies sind 7 Bedingungen, welche bei der Bildung von Strandlinien mehr oder weniger zur Geltung kommen. Ziehen wir nur den Maximal- und Minimalbetrag einer jeden in Betracht, so resultiren 128 verschiedene Combinationen — und ungefähr ebenso viele verschiedene Typen von Strandlinien, mit unendlich vielen Uebergängen. Wir wollen diese Typen weder beschreiben noch ihre Entstehungsweise verfolgen; nur ein paar Beispiele anführen.

An Klippküsten aus festem geschlossenem Gestein zerschellt selbst die heftigste Brandung ohne absehwerthen Denudationseffekt; abgerundete flache Klippen ohne hervorragende Angriffspunkte widerstehen am besten. Die Küsten von Cornwallis, Norwegen, Schweden bieten hierfür zahlreiche Beispiele: niedrige Schären haben weder Rundhöckerform noch Gletscherschrammen eingebüsst, obwohl sie seit Jahrhunderten von der Brandung überspült werden; an geschlossenen Steilklippenflächen der norwegischen Fjorde nimmt man im Bereich des

[1] An Küsten mit deutlichen Gezeiten schwankt Ebbe und Fluth zwischen 1 und 70′. Die grösste Wellenhöhe in offener See beträgt 30—40′, ausnahmsweise 100′; Sturzseeen von Brandungen (Brecher, breakers, brisans, bränningar, surf, ressacs) können 135—150′ erreichen. (EDDYSTONE). Tiefe der Wellen in offener See 180—600′; an Gestaden stets Unterstrom nach aussen. — STEPHENSON rechnete 30000 Kilo pr m² als Maximaldruck von Sturzwellen gegen Skerryvorfels-Leuchtthurm auf den Hebriden; 18000 Kilo gegen Bellrock Leuchtthurm. Steine von 30 Kfs werden von Brandungen hunderte Ellen weit geschleudert.



Fluthenwechsels wohl helle Bänder wahr, aber oft keine Spur von Nagung. Wir dürfen uns also nicht wundern, dass in den steilen geschlossenen Gebirgsklippen des Cramosino zwischen Val Chironico und Tessinthal so wenig von Strandverflächungen und Fluthlinien zu sehen ist.

Sind steile Küstenklippen aus festem Gestein verklüftet, so reisst die Brandung einzelne Blöcke heraus und kann schliesslich Höhlen erzeugen, die nach innen und oben gewöhnlich spitz zulaufen, von Kluft- und Schichtflächen begrenzt, ohne merkliche Scheuerspuren. Die Fingalsgrotte, Mackinnon und Lydsten mögen als Beispiel dienen, oder die vom Wettern am Fuss des Omberg's ausgenagten Anuddegrotten. Die Höhlen des Torghat (350—400′ über Nordsee) werden als Marken ehemaliger Fluthhorizonte beschrieben; und von den vielen Felshöhlen und Löchern, welche auch im Gotthardgebiet vorkommen, dürften wenigstens einige in diese Categorie zu zählen sein. Im unteren Voreinschnitt des Leggisteintunnels (Reussthal) wurde ca. 900 m über dem Meeresspiegel eine Höhlung aufgeschlossen (und weggesprengt), welche der lokalen Schieferung des Gneissgranites (OW. |— 47 N.) folgte und etwa 10 m grösste Höhe, 2 m Weite, 3 m Tiefe besass. Ihr Hangendes war schwarzbraun, wie berust; ihr Inneres mit ganz feinem, undeutlich horizontal geschichtetem, nicht verwaschenem Gletschermehl gefüllt; die äussere polirte und geschrammte Klippwandung von grobem Sand und verwaschenem Schutt bedeckt. Diese Höhle liegt ungefähr im Horizont der 951 m Stufe des Tessinthales; sie muss vor der Eiszeit vorhanden gewesen sein, weil sie erst in dieser mit Gletschermehl gefüllt werden konnte, welches nachmaliger Verwaschung entging. (Von den Andeutungen, welche der Russ giebt, wollen wir absehen.)

Etwa 6150 m vom Nordportal des Gotthardtunnels liegt westlich von der Tunnellinie in 2260 m Meereshöhe ca. 15 m über dem ehemaligen zweit-obersten Boden des St. Annagletschers im Glimmergneiss eine von schwebenden Klüften begrenzte Höhle, 2—3 m tief, $^1/_2$—1 m hoch, 2 m weit; ohne Schrammen, welche dagegen auf benachbarten Klippwandungen nicht fehlen. Diese Höhle fällt in keine der oben ermittelten Stufenlinien. Im Horizont der 2379 m Fluthlinie liegt dagegen eine 15 m hohe, 5 m tiefe, seitlich ohne scharfe Grenzen auslaufende Höhlung in der Tunnellinie; 6220 m v. N. P., 2360—70 m über dem Meeresspiegel. Sie ist im Glimmergneiss ausgenagt, unter einem Dach von zähem Hornblendegestein. Links vom Weg zwischen In Valle und Lago Ritom trifft man im Busch eine von Klüften begrenzte, keilförmig auslaufende, etwa 3 m tiefe Höhle in felsitischem Glimmerschiefer;

1830 m über dem Meeresspiegel; also nahezu im Horizont der 1853 m Strandlinien. Seitlich vom oberen Pfad zwischen Faido und Gribbio ist in der Streichrichtung des schwebend bergwärts einfallenden Glimmerschiefers eine Nische ausgenagt, welche sich 20—30 m weit an der steilen Klippwand hinzieht, 3—4 m tief, vorne bis 5 m hoch; ca. 1350 m über dem Meeresspiegel, also im Horizont der 1353 m Linien.

Schmalen Bändern, welche geneigt entlang festen Klippwänden ziehen, folgt die Brandung wie schiefen Ebenen und erweitert sie ohne zusammenhängende horizontale Fluthlinien an der Klippwand zu erzeugen. Dadurch entstehen zwischen Hochwasser- und Tiefwasserstand unzusammenhängende Reihen Gestadeflecken. An den Küsten des nördlichen Wales und auf Anglesea (Southstack) kann man diesen Vorgang beobachten, an den steilen Klippwänden der unteren Leventina sein Resultat: eine Menge nach oben und unten spitz auslaufender, schiefer Rasenbänder, aber keine kontinuirliche Fluthlinien dazwischen.

An Felsküsten, deren Schichten flach dem Meer zufallen, nagt die aufsteigende Brandung nur wenig und das allmälig oder ruckweise sich hebende Land trägt keine oder undeutliche Spuren seiner ehemaligen successiven Strände. Solche sucht man auch vergebens auf den flach nordwestlich gegen Lago Ritom einfallenden Gneissschichten, während sie auf den von Schichtenstössen und Schichtenköpfen begrenzten Thalseiten zwischen Ritom und Tom, Tom und Cadagno, Cadagno und Ritom deutlich genug hervortreten. Wie schon an einer anderen Stelle angemerkt wurde, senken sich aus gleichem Grund auf dem linken Tessinthalgehänge von Faido nach Biasca hin die Verflächungen (über Hor. 1000) thalabwärts und verfliessen in einander, obwohl sie je verschiedenen Niveau's angehören. Auf dem rechten Tessinufer folgt der Pfad von Faido nach Dalpe anfangs einer solchen schiefen Strandfläche, welche 200—300 m breit ist und auf eine Länge von $1^1/_2$ km gleichmässig 150 m abfällt.

An Steilküsten aus Gesteinen, welche wegen geringer Festigkeit oder starker Verklüftung oder der Unterwaschung günstigen Schichtenbaues leicht denudirt werden, erzeugen Brandung, Ebbe und Fluth fast stets Vorländer verschiedener Böschung und Breite; bald schmale Halden aus abgestürzten Blöcken und Steinen, welche einen Schutzwall gegen weiteren Angriff der Wogen bilden können (Fuss des Königsstuhles, Stubbenkammer u. a. „Hövde“ und „Pehrde“ Rügen's aus schwebenden Kreideschichten mit Flintknollenschnüren in $1—1^1/_2$ Ellen Abstand. Letztere sammeln sich am Fuss der benagten Klippen und bilden gleichsam einen schützenden Mantel), bald

flache breite (flatstrand beached, beachy) Gestade. Als Beispiel für letztere kann man z. B. die „Beach“ zwischen den Downs und dem Meeressaum bei Brighton rechnen [1]); ferner die bei 1 Kil. breite, flache „plage“ von Sangatt zwischen Grisnez und Calais; auch das Helgoländer Unterland. Zur Ebbezeit kommt auf der Westküste dieser Insel ein 100 m breiter Felsgrund vor den schroffen Klippwänden unter dem Wasser zum Vorschein, und ein viertelfadentiefer flacher Sandgrund umzieht etwa 50 m breit die anderen Seiten der Insel. Würde dieselbe um 1—2 Faden gehoben, so erschienen Strandprofile [2]), mit denen viele des Gotthardgebietes sich vergleichen lassen; z. B. die vom Canariathal unterbrochenen Böden der Alpen di Lago, Stabiello, Orell, Pontino; der von den Schöllenen durchschnittene Riedboden und Brückwaldboden oberhalb Göschenen; die schon mehrfach erwähnten Wiesen von Mti Chesso und die gegenüberliegenden von Cò etc.

Ursprünglich breite und flache Buchten sind für auffällige Strandlinienbildung kein günstiges Terrain, nicht einmal wenn die Hebung des Landes ruckweise erfolgt. Sie hinterlassen flach geneigte hügelige nach vorn offene Böden, welche ohne charakteristische Profiländerungen je mehre Strandhorizonte in sich fassen können.

Solche unbestimmt begrenzte und gegliederte Böden sind sehr häufige aber schwache Beispiele für die Strandlinientheorie. Auf dem rechten Tessinufer gehören hieher die Alpen Piscium, Ravina, die Muldungen von Prato (Dorf) und Dalpe, jene oberhalb Gribbio. Auf dem linken die Einbuchtung zwischen Piano della Ruina und Alpe Pontino (oberhalb Val Canaria), die Wiesen von Altanca hinab zum Tessin, die Alpen und Maiensessen oberhalb Ronco, Deggio, Catto; Alpe Chierra u. a. In vielen Fällen mögen Denudation und Ablagerung die jetzige Bodenform solcher Buchten gemeinsam bestimmt haben;

---

[1]) Nahe westlich von Brighton lagert weisses Flintconglomerat auf loser Kreide, welche zur Ebbezeit sichtbar, von Fluth und Brandung weggewaschen wird. Die Flintknollen des abbrechenden Conglomerates sind ein Spiel der Wogen und umgeben den Klippfuss als flach geböschte Decke. In der aus Sand und feinerem Gerölle bestehenden Beach bezeichnet ein schroffer Absatz die letzte Springfluth; kleinere Absätze draussen vor — spätere niedrigere Fluthen; ein breiter, von Seegethier wimmelnder, Tanggürtel das letzte Hochwasser. Die verschiedenen übereinander liegenden niederen Wasserstandlinien verlaufen nicht etwa continuirlich in gleichen Horizonten, sondern sie setzen ab, liegen verschränkt und fingerartig in einander greifend, offenbar weil sie je einem periodisch wiederkehrenden Wogenschwall von begrenzter Länge ihren Ursprung verdanken.

[2]) An der Südostseite der Helgoländer Düne liegen mehrere sehr deutliche Strandlinien übereinander.

ungefähr wie sie zusammen jetzt vor der südlichen norwegischen Küste „Oeren" bilden, aus denen die meisten Strandterrassen ausmodellirt sind.

Eine sehr auffällige Bodenform haben ehemalige Buchten hinterlassen, welche vorne durch Bänke, Barren, Nehrungen, Schärengürtel und drgl. ganz oder zum Theil geschlossen waren: flache Becken, im Hintergrund von Bergen eingefasst, thalwärts offen und nur durch einen eingekerbten Wall abgedämmt. Die Einschnitte sind theilweise, aber erst nachträglich, durch rinnendes Wasser ausgearbeitet; überhaupt ist diese ganze Bodenform eine zusammengesetzte, denn nach dem Rückzug des Meeres blieb hinter der Barre meist ein See, dessen Boden wir nun vor uns haben. Hübsche hieher gehörige Beispiele bieten der von der Calcaccia durchflossene Boden von Alpe Prato (1630 m), Campolungo (2091 m), beide am rechten Tessinthalgehänge; das bekannte Tremolaplateau (1525. Strassenbrücke 1536 m) zwischen Cima del Bosco, Motta di Dentro, Cassina am linken. Der von Airolo aus an seinem Kreuz erkennbare gleichförmig abgerundete Hügel von Cima del Bosco (1545 m), auf welchem die Franzosen dem Gotthard stürmenden Suworow den ersten Widerstand leisteten, schliesst es in der Mitte; westlich von demselben hat die Tremola ihren Ausweg gegraben; östlich sammelt sich der Chiessobach in einer quellreichen Einmuldung, fast gleich hoch mit dem Tremolaplateau; denn durch das Chiessobett wurde die Tremola abgeleitet und zu den Tunnelinstallationen geführt. Das Ursernthal und ähnliche Mulden könnte man in gewisser Beziehung gleichfalls hieher rechnen; und flache Beckenböden, deren Mitte immer noch kleine Seeen einnehmen, sind sehr häufig, gehören aber freilich nicht alle in diese Categorie; am wenigsten die hochgelegenen Kesselthäler und Kahre mit ihren Seeaugen. Gute Beispiele sind dagegen:

Alpe di Lago (2018) und Stabiello (2149), beide über dem Canariathal; Lago Tom (2023), Cadagno (1921) und Ritom (1829), im Piorathal. (Der See von Alpe die Lago und der Tom besitzen unterirdische Abflüsse, durch Dolomitwälle, welche sie gegen die Thalseite absperren).

Von den jetzigen Seeküsten bieten die Schärengürtel Skandinaviens mannichfache Belege, wie durch Hebung des Landes in historischer Zeit Buchten zu Landseeen, Mooren oder trockenen Niederungen wurden, welche Hügelriegel vom Wasser trennen; und wenn die Küste von Texas, zwischen Matagorda und Riograndemündung, nur wenige Fuss emporstiege, so würde die Lagune, zwischen deren „Shellbanks" nur $3\frac{1}{2}'$ tiefe Jachten fortkommen, als flacher vielfach ausgelappter, vom Golf durch einen höchstens 50—100′ hohen Hügelgürtel

getrennter Boden erscheinen. Die Hügel tauchen jetzt als Inseln (Mustang, San Joë u. a.) zwischen den zahlreichen Durchfahrten oder „Passos“ auf. Der Hintergrund dieser Texaslandschaft ist allerdings nichts weniger als alpin.

Der beschriebenen Küstenconfiguration schliesst sich eine andere unmittelbar an: flache Böden am Gehänge mit auf der Thalseite vorliegenden Hügeln oder Klippen. Man kann sich leicht vorstellen, wie letztere als einzelne Schären oder Reihen solcher der Küste entlang aus einem Meer auftauchten, welches die Böden gerade noch überspülte. Beispiele: die Hügel vor Madirolo (1324) und Rosette (1300) bei Airolo, die Anschwellung zwischen dem Plateau von Nante und dem Thalgehänge des Tessin, die Klippen vor Giof (1405) [1], der Bergkopf O.N.O. von Gribbio (1490), die Klippköpfe am Pfad von Gribbio nach Mti Chesso und von da nach Mti Doro, welche den Wiesenboden gegen den schroffen Klippabsturz abzäunen (1589, 1560). Zwischen Altanca und Ronco zeigt der Sporn, welcher auf dem linken Fossa-Ufer gegen den Pfad herantritt, ein sägiges, vom fluthenden Wasser abgerundetes Profil; hier würden aus einem Meeresspiegel in 1470 m vor schmalem Vorgebirge einzelne Schären auftauchen; u. s. f.

Zum Schluss sei noch einer Denudationsform durch das Meer gedacht, welche z. B. viele Schildkröteninseln (Tortugas-Cáyos) an der Küste von Florida besitzen, und welche G. vom Rath sehr hübsch von der phönicischen Küste bei Tyrus schildert [2]: „das brandende Meer ebnet die Küstenfelsen allmälig zu bankförmigen Gestalten, deren Tafelfläche fast genau im Niveau des Meeres liegt. Die auffallend horizontale Scheitelfläche jener Riffe könnte zu dem Glauben verleiten, dass dieselbe der Schichtenfläche entspräche. Dies ist indess gewöhnlich nicht der Fall. Die Schichten des oft tuffähnlichen sandigen Kalksteins besitzen eine wenn auch meist nur geringe Neigung. Die ewig rollenden Wogen sind es, welche in langsamer aber sicherer Arbeit die Felsmassen im Niveau des Meeres abschneiden und ebenen.“

Am Gotthard bezeichnet man mit „Scara“ schildförmige Bergplateaus, deren Oberfläche, im Meeresniveau gedacht, solchen Tafelriffen ähnelt. Z. B. Scara dei Ovi (2100) zwischen Gotthardstrasse bei der Sellabrücke und Val Antonio, Scara Orell (2220—2240) östlich von da; ferner Pian alto (2190—2250) und Fongio (2200), beide zwischen Airolo und Piora, der flache Buckel zwischen Lago Tom und Ritom (2100) u. a.

---

[1]) Durch die Einsenkung bei Nante und Giof streicht die im I. Cap. besprochene Antiklinale der oberen Leventina.

[2]) In „Palästina und Libanon“ pag. 29, 30.

Oefters sind solche Schildplateaus nicht isolirt, sondern sie treten wie flach gewölbte Landzungen aus dem Berggehänge hervor. So Alpe di Fieudo (1855), westlich von Airolo; die beiden 1930 und 1950 m hohen Bergzipfel, zwischen welchen der Lago Ritom abfliesst; der giebelförmige Sporn, welcher sich in 1890—1920 m Meereshöhe vom Fongio 600 m lang und 100 m breit westwärts erstreckt, mit einer Böschung von etwa 1:20; das dreikantige Plateau des Pettanetto an der Alpe Chierra, welches in 2010—2020 m Meereshöhe von einer 1300 m breiten Basis 600 m weit in's Thal hinausragt. Piano della Ruina, NNO. von Airolo 2040—2070 m ü. M.

Ganz ähnliche Formen zeigen manche alte, unter Wasserflächen abgesetzte, deltaartige Schuttkegel, z. B. der des Valeggio bei Airolo; doch gehören solche zu einer anderen Categorie von Strandgebilden.

Den durch Strömung und Wogenschwall nivellirten Riffen und Bänken schliessen sich die breiten abgerundeten Pässe an, welche einst als Sunde vom Meer durchfluthet wurden. Wir rechnen hierher nicht Gratlücken, z. B. Alpliegen 2778 m, Cavanna 2611, Lucendro 2539, Sella 2700, Unteralp 2530, Bocca Cadlimo 2575 u. a., sondern die Kuhpassagen: Gries ca. 2475 m, Nuffenen 2440, Giacomo 2308, Naret 2443, Furka 2436 (Felli 2490, Sasella 2346), Campolungo 2324, Columbo 2375, Predelp 2454: — Mittelhöhe 2409 m, 30 m höher als die Stufenlinie 2379. Ferner Gotthard 2112 m, Oberalp 2052, Tiarms 2154, del Uomo 2212, Fongio(pass) 2121, (Laghetto 2109), Cadonighino 2146: — Mittelhöhe 2129 m, 31 m höher als die Stufenlinie 2098 m. Dies sind 2 Gruppen von Pässen, welche sich zwei wohl markirten Gruppen von Fluthlinien anschliessen, und merkwürdigerweise je gleich hoch (ca. 30 m) über letzteren liegen! Das Auffällige würde verschwinden, wenn im ganzen Gebiet noch andere Hochpässe existirten als die nach obiger Charakteristik hier zusammengestellten (Gratlücken und Gemswechsel sind ausgeschlossen). Man muss sich vorstellen, dass das Meer durch die Einkerbungen im Gebirgsrücken, welche fast in Niveau mit seinem jemaligen Spiegel lagen, um so gewaltsamer fluthete, als die auf beiden Seiten verschiedenen Gezeiten starke Strömungen durch die Sunde hervorriefen. Deshalb wurden solche Einkerbungen rascher erweitert, vertieft und gerundet als die entsprechenden Langstrandlinien, und ihre Ausbildung setzt nicht einmal Pausen in der langsamen Hebung des Landes voraus. Sie waren wesentlich fertig als die nächste Pause in der Hebung eintrat; und wenn während der Pause Fluth und Brandung den Tiefwasserstand um 30 m überstieg, so wird

erklärlich, warum diese Passrücken um so viel die nächst tiefere Fluthlinie überragen. [1])

Im Vorhergehenden wollte ich durch den Vergleich neuer und alter muthmasslicher Strandbildungen zeigen, wie sich die mannichfach wechselnden Formen der letzteren unter unseren Augen an ersteren entwickeln; und dass die Entstehungsweise bei beiden sowohl ein ununterbrochenes Fortlaufen, an der ganzen jezeitigen Küstenstrecke hin, als stereotype Formen ausschliesst. Unterbrechungen und verschwommene Formen der alten Stränder sind also z. Th. schon in ihrer Bildungsweise begründet; z. Th. sind sie aber die Folge späterer Deformirungen, denn das jetzige Gebirge ist nur die vielfach geschleifte Ruine des dem Meer entstiegenen, an welchem Verwitterung, Gletscher, fliessende Wässer vieles demolirten und wenig anbauten.

Wenn wir annehmen, dass die Gletscher unmittelbar nach dem Meer das Gebirge zu bearbeiten anfingen, so können wir ersteren nicht die Entstehung derselben „Bergschultern“ zuschreiben, welche wir als „Fluthlinien“ des letzteren entstehen sahen. Nec post hoc, nec propter hoc!

Rütimeyer betont mit Recht, dass gerade an den Bergschultern die Gletscher am auffälligsten gearbeitet haben. Es ist mir aber nicht klar, wie sie selbige geschaffen haben könnten.

Ein aufgestauter Gletscher, welcher sich durch einen Engpass zwängt, schrammt dessen Wände mit fast horizontal verlaufenden Furchen (sehr hübsch sieht man dies z. B. im Göschener Reussthal, zwischen St. Niclauskapelle und Brindlistaffel); ein in breitem Bett langsam fliessender Gletscher greift aber seine Ufer so gut wie gar nicht an, ist sogar von denselben oft durch breite Spalten getrennt. Die Bergschultern breiter Thäler können also nicht wohl alte Gletscherufer sein, eher die seitlichen Ueberbleibsel nachmals tiefer eingeschnittener Gletscherbetten; sie setzen dann freilich Querprofile der Eisströme voraus, welche sich mit deren Bewegungsverhältnissen nicht wohl zusammenreimen lassen. Das Hauptargument gegen die Erklärung der Stufen durch Gletscher liegt aber darin, dass die jetzigen Gletscher selbst über

---

[1]) Die (Schweizer) Alpenpassstrassen culminiren in folgenden Meereshöhen: Simplon 2010, Gotthard 2112, Splügen 2117, Bernhardin 2067, Oberalp 2052, Ofenberg 2148, Grimsel 2204, Kl. Bernhard 2197 m; Mittelhöhe 2114 m. Und: Julier 2287, Septimer 2311, Albula 2313, Flüela 2392, Bernina 2329, Furka 2430, Gr. Bernhard 2472 m; Mittelhöhe 2362 m. Sie fallen also sämmtlich in unsere Stufenlinien 2098 und 2379!

Stufen fliessen, welche den Mittelhorizonten der Thalstufenlinien angehören.

Der Val Cornogletscher (Gries) besitzt einen kilometerbreiten Boden in 2475—2460 m Meereshöhe, auf welchem sich der Eisstrom aus SN. in WO. dreht; auf dem Gornergletscher liegt ein Querboden in 2400—2430 m; auf dem Kehlegletscher ein solcher in 2470, ein zweiter in 2190 bis 2210 m; auf dem Wintergletscher in 2130—2240 m u. s. w. Diese Liste liesse sich selbst mit Beispielen aus dem gletscherarmen Gotthardgebiet noch erweitern, durch Hinzuziehen von Böden, welche erst in neuerer Zeit eisfrei geworden sind.

Die wenigen Zahlen zeigen aber zur Genüge, dass auch unter den jetzigen Gletschern Verflächungen vorkommen, welche in die Fluthlinienhorizonte 2379 und 2098 fallen, sobald man eine mässige Eisdicke (etwa 72 resp. 95 m) in Anrechnung bringt. Sofern die Bergschultern „Perioden in der Geschichte der Eiszeit andeuten", scheint es unbegreiflich, dass die jetzigen Gletscher ihre Betten nur zu den gleichen Horizonten abgetragen haben, wie ihre längst verschwundenen Thalströme, obwohl sie Jahrtausende länger darin arbeiteten als letztere.

Die oben citirten Verflächungen liegen theils quer über die Gletscherströme, theils entlang denselben (Corno, Wahlenbühlfirn im Voralpthal quer vor dem Brunnenfirn): trotz wesentlich verschiedener hydrodynamischer Bedingungen hätten also die Gletscher dennoch dieselben Terrainformen immer in gleichen Höhenintervallen hervorgebracht.

Ich glaube, dass Gletscher die Strandbildungen vielfach modificirt haben, indem sie lose Klippen wegführten; feste abrundeten und polirten; manche Strandprofile mit Moränenschutt zudeckten; — kann mich aber nicht in die Anschauung finden, dass Gletscher die Stufenlinien erzeugten. Ueberhaupt will es scheinen, dass Gletscher grosse lose Massen forttransportiren können, ohne ihr Felsbett durch Ausschleifen wesentlich zu vertiefen: sie runden und poliren die vorgegebenen rohgeformten Klippen, gleich dem Kunstschreiner, welcher aus dem knorrigen Eichbaum auch nicht ohne weiteres mit dem Hobel Betten herstellt.

Mehr noch als Gletschereis hat rinnendes Wasser die Strandformen entstellt; durch Mulden, Runsen, Schluchten und andere überquerende Einschlitzungen einerseits, durch Ueberschüttungen andererseits. Einige Gründe gegen die Annahme, dass die Stufenlinien durch rinnendes Wasser entstanden seien, habe ich im Text zum geologischen Gotthardprofil (pag. 12) angeführt; die triftigsten Einwände gegen das geologische Princip der Thalbildung durch Ströme findet man

aber in STUDER's Physikalischer Geographie und Geologie, II. Bd. pag. 271 u. 360. Man könnte hinzufügen, dass zwischen den durch rinnendes Wasser einerseits, und durch wogendes andererseits, erzeugten Erosionsformen derselbe fundamentale Unterschied besteht, wie zwischen verticalen und horizontalen Linien. Der Bach durchfurcht die horizontalen Flächen, welche das Meer seinem Strand entlang planirte; das Meer ebnet, was der Bach aufschlitzte und zerwühlte. (Von den Alluvionen und den von ihnen übrig gebliebenen Terrassen ist hier nicht die Rede.)

Alle diese Einwände gegen die Erklärung der Stufenlinien durch Gletscher oder durch Wasserströme werden aber untergeordnete, wenn man daran festhält, dass:

1. die Hauptglieder grösserer Thalsysteme durch den Gebirgsbau schon gegeben waren, ehe noch irgend welche Erosion ihre Thätigkeit beginnen konnte (cfr. Cap. I.);

2. die Stufenlinien viele Meilen weit horizontal und gleich hoch übereinander verlaufen, sowohl auf beiden Seiten desselben Thales als des wasserscheidenden Gebirges.

Auf dem Mond ist Berg und Thal, auf dem Meeresgrund desgleichen; warum sollten unsere Continente spiegelglatt aus dem Meer aufgetaucht sein? Keine Schlackenmasse erstarrt ohne Runzeln auf der Oberfläche, kein Schlammlager trocknet ohne Risse; keine Stauung, Faltung, Verwerfung, Aufrichtung der Erdkruste ist denkbar ohne die Entstehung von Unebenheiten. Erst die Existenz solcher gestattete locale Ansammlung von Wasser; Ueberfluthen desselben von höheren nach tieferen Bassins schaffte Rinnen, da wo Schichtenstellung, Verklüftung, Zerrüttung des Gebirges etc. den geringsten Widerstand bedingten. So entstanden zusammenhängende Thalsysteme und das fliessende Wasser rastete nicht mit seiner erfolgreichen Arbeit an ihrer weiteren Ausbildung.

Der ruckweise sinkende Spiegel von Landseeen hinterlässt ebensowohl Strandlinien als das ruckweise abfallende Meer, und es ist oft viel schwieriger darüber klar zu werden, ob eine solche Linie binnenseeischen oder maritimen Ursprunges sei, als zu beweisen, dass sie nicht durch Gletscher oder fliessendes Wasser entstanden ist.

Denkt man sich die eben erwähnten Bassins z. Th. mit Schutt erfüllt, welcher schon beim Aufbersten der Kruste oder nachmals durch Abwittern etc. entstanden, den ersten Boden der Urseeen bildete, so kann man selbst annehmbar finden, dass das in breitem wüstem Bett in Fluss gekommene Wasser Steilufer riss; und dass es in demselben Bett neue Steilufer riss, als der Abflusscanal des Bassins hinreichend gesenkt war. Dadurch konnten Reihen von Terrassenlinien entstehen, welche

den beschriebenen Fluthlinien ähneln. Jedes Urseebecken müsste dann aber ein ihm eigenthümliches System von Stufenlinien (resp. Terrassen) besitzen, welche nicht horizontal aus einem höheren in ein tieferes Becken verlaufen könnten; und wo fänden wir an der Oeffnung eines Thalsystemes in der Ebene Spuren von Thalriegeln, welche hoch genug gewesen wären das Wasser bis zum Horizont der obersten Stufenlinien im innersten Thalwinkel aufzustauen? wo die Bergfesten, an welche sich solche Riegel hätten anlehnen können? denn mit dem Thalweg pflegen auch die Kämme der Thalwandungen sich im Ganzen allmählich zu senken.

Wir geben gerne zu, dass manche tiefer belegene Strandbildungen durch Binnenseeen zu erklären sind (siehe IV. Cap.), während höhere, selbst desselben Thales, a priori nur dem Meere zugeschrieben werden können; wir wollen nicht in Abrede stellen, dass auch durch Strömung entstandene Hochthäler vorkommen mögen mit Steiluferüberresten, welche unseren Strandlinien ähneln; wir sind weit entfernt dem fliessenden Wasser und dem Gletschereis ihren Antheil an der Thalbildung bestreiten zu wollen; und würden überhaupt den Strandlinien als Thalzierrathen des Gotthardgebietes keine grosse geologische Bedeutung beimessen, wenn sie nicht den Beweis lieferten, dass dieses Gebirge vor der Eiszeit vom Meer überfluthet war.

Directer als durch Strandbilder würde dieser Beweis allerdings durch Meeresconchylien in den Hochalpenthälern geliefert sein — solche fehlen aber. Ihr Fehlen kann kaum auffallen, wenn man annimmt, dass dem Meer Gletscher auf dem Fusse folgten, welche den Thalbodenschutt bis auf die nackte Klippunterlage wegfegten. Es wäre wunderbarer in einem Thalloch noch Meeresablagerungen mit ihrer Fauna anzutreffen, als von solchen auf diesem alten Seegrund von vielen Quadratmeilen nichts zu finden.

Eine Spur von Meeresbewohnern glaube ich im Tessinthal aber doch entdeckt zu haben. Die Anzeichen sind allerdings noch so unsichere, dass sie hier nicht erwähnt werden würden, wenn es nicht wünschenswerth wäre, dass Geologen und beobachtende Touristen die Spur weiter verfolgten, besonders in Kalkalpen. Ein einziges sicher nachgewiesenes Pholadenloch wiegt als Beweis für eine posttertiäre Meeresbedeckung schwerer als sämmtliche alte Strandlinien.

Beim Abstieg vom Fongiopass nach Lago Ritom fielen mir schon vor Jahren an einer Dolomitklippe, in ca. 1930 m Meereshöhe, Löcher auf, von anderem Habitus als die gewöhnlichen Cavernen in diesem Gestein. Nicht über die ganze Klippfläche gleichförmig vertheilt, sondern gruppenweise, erin-

nern sie mehr an sogen. „Elfqvarnar“ als an Structur- oder Verwitterungshöhlungen des Dolomites, trotz ziemlich unregelmässiger Form. Die Hauptvertiefung ist aber rund, oder erst durch Witterung unrund geworden; im Innern ohne Vorsprünge und ziemlich glatt, besonders wenn Moos oder Mooshumus das Loch gefüllt und gegen die Atmosphärilien geschützt hat. Mit Erde bedeckte Löcher am Klippfuss haben Rundung und innere Glätte am besten beibehalten.

Einmal auf solche Löcher aufmerksam geworden, habe ich sie gesucht und an so vielen anderen Stellen, selbst in anderen als Kalksteinen, gefunden, dass mir die ganze Erscheinung wegen ihrer Häufigkeit und Charakterlosigkeit endlich zu trügerisch erschien, als dass ihr eine besondere Bedeutung beizumessen wäre. Da fand ich vorigen Sommer im Ruinenschutt eines alten Kalkofens, welcher links am Pfad von Faido nach Dalpe im Gebüsch versteckt liegt, das in Fig. 8. Taf. II. nach einer Photographie in natürlicher Grösse abgebildete Dolomitstück, mit einer halbkugelicht endenden cylindrischen Vertiefung, die durch innere Glätte und Drehringe sofort an Bohrmuschelarbeit erinnerte. Das Loch ist schief gegen die Steinfläche gerichtet, besitzt 17 mm Durchmesser, 13 — 14 mm Tiefe in der Axe. Mehrere kleinere, aber ganz flache und undeutliche, befinden sich daneben.

Der Kalkofen steht nicht unmittelbar an der Dolomitklippe, sondern am Fuss eines Wasserfalles, dessen Bach Steine von dem im I. Capitel erwähnten Gribbio - Dolomit herabgeführt hat. Diese Geschiebe wurden gebrannt; und als ihr Vorrath erschöpft war, verfiel der Kalkofen. Der nicht bequem zugängliche anstehende Dolomit lässt sich in circa 1100 m Meereshöhe etwa 100 m breit, 400 m weit verfolgen. Er ist nicht hart, feinkörnig, ziemlich compact, gelblich weiss, voller ganz kleiner silberweisser Glimmerschüppchen, welche undeutliche Parallelstructur bedingen.

Das abgebildete angebohrte Stück ist nicht nur durch's Wasser gegangen, sondern wahrscheinlich auch durch's Feuer, wenigstens als Bestandtheil des Ofengemäuers. Deshalb wird es ein unzuverlässiger Zeuge, und ich wünsche, dass andere Spaziergänger bessere entdecken möchten. Nicht an freistehenden kahlen angewitterten Klippflächen sollten sie suchen, sondern an ihrem von der Erddecke neulich entblösstem Fuss, vielleicht auch unter Moosteppichen.

Der Zeitpunkt, da Meer noch in den Alpenthälern wogte, können wir nur zwischen der miocänen und Eisperiode suchen; denn die Nagelfluh - und Molasseberge der Voralpen tragen Strandlinien, welche den tieferen der inneren Alpenthäler entsprechen, und die Gletscher haben Strandstufen nicht nur

abgerundet, sondern ihre Ueberbleibsel sind theilweise noch auf solchen gebettet.

Folgende Sätze STUDER's (l. c. pag. 245) könnten die zeitlichen Grenzen der Strandlinienbildung fixiren: „dann[1]) geschah wohl in Folge einer Senkung ein neuer Einbruch des Tertiärmeeres und ein ... Canal verband durch Südfrankreich, die Schweiz und Oesterreich, das Atlantische und Mittelmeer mit dem Schwarzen und Kaspischen Meer. ... Die neue Hebung eines grossen Theiles von Südeuropa machte dieser Verbindung ein Ende und gab unserem Continent grösstentheils seine jetzige Gestalt."

Im Vorhergehenden ist schon mehrfach von **Strandterrassen**. auch im Tessinthal, die Rede gewesen. Dieselben sind theils Binnensee- und Flussbildungen, worüber mehr im IV. Capitel; theils gehören sie Meeresküsten an, verdanken aber dem Meer nicht ihre ganze Entstehung. „Man darf sie nicht mit den Strandlinien verwechseln; man kann die Höhen der Terrassen mit denen der Strandlinien vergleichen, aber man muss nicht glauben, dass diese verschiedenen Zeichen einer und derselben entstammen. Die wesentliche Thätigkeit des Meeres an der Küste besteht im Zerstören. So kann es durch Nagen und Abschleifen, Lossprengen und Fortbewegen bei Ebbe und Fluth auf den Fels ein Zeichen setzen, also eine Strandlinie, aber nicht eine breite Terrasse. ... Des Wasserlaufs Arbeit ist es — sei es nun ein Bach oder Fluss — Steine und Kies, Sand und Thonschlamm herniederzuschleppen. Die Terrasse wird durch die vereinte Thätigkeit des Wasserlaufes und des Meeres gebildet. ... Der Fluss schneidet sein Bett in die Terrassen ein und bringt sein Material hinaus zur Bildung des „Havstock" oder „Oere". ... Wenn der Meeresspiegel plötzlich im Verhältniss zum Lande um 50—100 Fuss niedriger würde (wenn also das Land stiege), so würde diese „Oere", welche jetzt nach aussen mit einem Steilabfall gleich dem der Terrassen endet, als Terrasse zum Vorschein kommen. Und die Arbeit des Wasserlaufs würde dann wieder darauf hinausgehen, mit dem herabgeführten Material weiter draussen eine neue „Oere" aufzubauen. ... Wo ein Seitenthal mehr oder minder Material hinzugebracht hat, erhebt sich eine entsprechende Terrasse ... und bei dem Durchbruch bildet der Fluss auch kleine und kurze Terrassen, gewöhnlich nach oben zu merklich schräg und nicht in correspondirenden Höhen auf beiden Seiten, sondern ganz je nachdem er die Masse einreisst und sie auf der einen oder anderen Seite wieder niederlegt. ... Die grossen, über die ganze Breite der

[1]) Nach Absatz der Süsswassermolasse in der Nordschweiz.

Thalsohle ausgedehnten Terrassen, welche offen liegen, entsprechen ... Stufen in den Meeresständen. Wäre die Hebung anhaltend und gleichmässig vor sich gegangen, so würde keine Ursache zur Bildung von Stufen in der Thalfüllung vorhanden gewesen, sondern die Füllung des Thales eine schiefe Ebene gewesen sein.“ (KJERULF.)

Dieser Schilderung vom Meeresstrand entspricht in kleinem Maassstab das Delta an der Mündung der Maggia in den Lago Maggiore zwischen Locarno und Ascona. Auf der Südwest- und Südostseite besitzt es unter dem Wasser ziemlich steile Böschung und würde als eine Frontterrasse hervortreten, wenn sich der Spiegel des Lago Maggiore um etwa 20 m senkte.

Das dem Maggiadelta gegenüber in den See vorgeschobene Tessindelta hat den sumpfigen Thalboden gebildet, dessen unterste 9—10 Kilometer kaum 1 pr. mille abfallen. Dies ist eine schiefe Ebene ohne Stufe, woraus zu entnehmen, dass sich der Lago Maggiore wenigstens 10 m tief allmählich und nicht ruckweise gesenkt hat, oder dass er an seinem Ostende nur durch Auffüllung so hoch verlandet ist.

Die Ueberbleibsel alter Strandterrassen im oberen Tessinthal sind etwas anders beschaffen und können als Schuttkegel aufgefasst werden, welche an der Mündung von Wildbächen und kürzeren Thälern unter stehendem Wasser zum Absatz kamen. Sie haben das vorliegende Thal in der Regel nicht ganz gefüllt, sondern bilden hinausgeschobene Rücken mit breiter oder auch dachgiebelähnlicher Oberfläche, welche nur ganz schwach geneigt ist, während die Böschung der Seiten 20—35°, ausnahmsweise sogar 37—41° beträgt. Die Oberfläche dieser unterseeischen Schuttkegel muss nahe unter dem Seeniveau gelegen haben; ihr Inneres zeigt mehr oder weniger deutliche Schichtung, welche sich mantelförmig den äusseren Contouren anschliesst, an der oberen Fläche fast horizontal verläuft; — genau wie in den alten Schuttkegeln der Arve an ihrer Mündung in den ehemaligen Leman, welche COLLADON geschildert hat.

Da, wo solche Schuttkegel breitere Thalöffnungen einst ganz geschlossen haben und später vom Wasserstrom durchbrochen oder von Runsen durchfurcht worden sind, erscheinen sie als mamelonartige Gruppen von sehr wechselnder Form, wie man sie an der Mündung des Canariathales, besonders zwischen Valle und der Strasse sehen konnte, bevor die Bahnanschnitte neue Formen schufen.

Hierher gehörige Beispiele sind der Schuttkegel vor der Valeggio-Lawinenschlucht gleich hinter Airolo. Die höchstens 20 m breite Oberfläche desselben streckt sich, 1380 m über

dem Meeresspiegel, gegen 150 m weit in das Thal hinaus. Sie verläuft in der Mitte fast horizontal, und ist im ganzen nur 11—12° thalwärts geneigt, vom Berggehänge durch eine grabenähnliche Vertiefung getrennt. Die dünn bewaldeten und dürftig berasten Abfälle sind glockenförmig geschweift und im ganzen 25—35° geneigt. Auf der Westseite, wo der Valeggio die von ihm aufgebaute Terasse nochmals wieder durchbrochen hat, steigt die Böschung auf 37—38°.

Ziemlich gleich hoch mit der Valeggioterasse, nämlich 1320—30 m, sind die auf Fig. 5 abgebildeten Fragmente einer oberen Terrasse hinter Madrano, am linken Gehänge des Canariathales. Die ausgezeichnete grössere Terrasse daselbst liegt aber nur 1270—80 m über dem Meeresspiegel. Ihre 70 m breite, 100 m lange Fläche ist höchstens 8° geneigt; der struppige Abhang gegen NNW. ist 41° geböscht, der vernarbte südwestliche 34°.

Andere Terrassenüberreste, welche ungefähr gleiche Meereshöhe besitzen, treffen wir bei Sottacorde im Canariathal, 1380 m über dem Meeresspiegel, und nahe Fontana im Bedrettothal ca. 1300 m über dem Meeresspiegel. (Von den tiefern evidenten Binnensee- und Flussterrassen des Bedretto und der oberen Leventina wird später die Rede sein). Bei Dalpe und Cornone liegen Terrassenfragmente ca. 1200 m über dem Meeresspiegel, und die Kapelle von Gribbio steht auf einer in das Thal hinausgeschobenen giebelförmigen Terrasse 1298 m über dem Meeresspiegel.

Wir haben hier auf einer Strecke von etwa 20 km Terrassen in der Meereshöhe 1200—1400 vor uns und dürfen um so mehr fragen, ob dieselben dem Fluthlinienhorizont 1326 m angehören oder nicht, als Terrassenflächen nicht Wasserspiegel markiren, sondern vielmehr Untiefen am Strand. Durch die Annahme grosser Binnenseeen, anstatt des Meeres, würde die Erklärung dieser Terrassen wesentlich erleichtert ohne zu Dilemmen zu führen; aber wo wollen wir in der unteren Leventina oder gar in der Riviera den Thalriegel suchen, welcher einen so grossen Landsee hätte abdämmen können? und wo erst den Thalriegel eines Binnensee's, an dessen Strand die auf Fig. 6 skizzirten Terrassen oberhalb Gribbio hätten abgesetzt werden können, 1400—1410 m über dem Meeresspiegel; also ungefähr in dem Fluthhorizont 1450? Nicht einmal für die grosse Terrasse vor dem Val Chironico, welche einst das Tessinthal in der Biaschina absperrte und die mittlere von der unteren Leventina trennte, lässt sich ein Binnensee denken, in welchem sie ein Delta gebildet hätte. Links vom Ticinetto di Chironico erreicht ihr Plateau 810 m Höhe, rechts fast 800 m.

Der linke Flügel ist nach dem Tessin hin zu einer zusammenhängenden Rüfe aufgebrochen und heisst mit Recht Ruvina; der rechte Flügel ist der Mte Pelligrino mit seiner wunderthätigen Quelle und der Wallfahrtskirche für Beinleidende. Sein hie und da flach bergwärts einfallendes Plateau ist eben wie von Fluthen abgespült, welche hausgrosse Blöcke nicht zu bewältigen vermochten und an der Oberfläche liegen liessen [1]). Der vernarbte Abhang ist nach dem Tessin hin 32—38° geböscht; an rüfigen Stellen und nach dem Ticinetto zu, noch steiler.

Am einfachsten wäre, den Mte Pelligrino als einen gewöhnlichen Schuttkegel des Ticinetto di Chironico aufzufassen, welcher endlich die ganze Breite des Tessinthales einnahm, und den Fluss hinter sich aufdämmte. Die ebengespülte Oberfläche und die durch Eisenbahnanschnitte nächst unterhalb der Bahnstation Giornico an seinem Fuss entblössten Profile sprechen aber dafür, dass auch dieser Schuttkegel unter einer Wasserfläche abgelagert wurde.

Aus der Profilskizze Fig. 9 ersieht man, wie auf einer Grundmoräne von etwa 10 m Mächtigkeit (über dem Horizont 441 m) grobe kantige Blöcke einer Endmoräne 2 m hoch lagern. Auf diesen ist das eigentliche Schuttkegelmaterial abgesetzt: wechselnde Schichten von grobem aber geschichtetem Schutt; verwaschener Schutt mit zwischengeschobenen Sandlagen; feiner ungeschichteter Schutt u. s. f. Die Schichten scheinen horizontal zu verlaufen, weil der Anschnitt ihrer Streichrichtung folgt; in Wirklichkeit fallen sie der Böschung conform thalwärts ein. Da die meisten derselben sehr deutlich verwaschene regelmässige Geschiebe- und Sandstraten enthalten, so scheint der Schuttstrom in ein Wasserbassin geflossen und während seiner Ablagerung aufbereitet zu sein. In den geschichteten Bänken des Pelligrino-Schuttkegels habe ich über der Grundmoräne nur Gesteine gefunden, welche im Val Chironico anstehen.

Die Rüfen des Ruvinaschuttkegels scheinen zwar chaotisch; ein daselbst für Tracirungsstudien getriebener Sondirstollen zeigte in einiger Tiefe aber gleichfalls geschichteten Schutt.

Die Terrasse, auf welcher Gribbiokapelle steht, ist thalwärts sehr rüfig, so dass man ihre innere Struktur wohl untersuchen kann. Der gelbgraue, stellenweise röthliche, Schutt

---

[1]) Manche dieser Blöcke sind aber von der rückwärts liegenden Klippwand erst nachträglich abgestürzt; und einige in loco verbliebene, obwohl vom anstehenden Gestein losgetrennte und meist etwas verschobene, Klippen. Die Gleichartigkeit des Glimmergneisses, aus welchem diese Blöcke bestehen, erschwert die Deutung ihrer Herkunft.

besteht ganz überwiegend aus verwitterten Brocken und abgestossenen Platten von Pizzofornoglimmerschiefergneiss, welche, mit ihren Breitseiten aufeinander liegend, eine Art Schichtung bedingen. Das sandige und griesige Cement scheint nicht einmal an der Oberfläche der Terrasse verwaschen, und das ganze Material gleicht dem eines Murganges oder einer Grundmoräne; doch fehlen gekritzte Steine. Die durch Rüfen aufgeschlossenen Terrassen hinter Gribbio sind ganz ähnlich zusammengesetzt. Man möchte glauben, dass hier die Grundmoräne eines Gletschers als mächtiger Schlammstrom unmittelbar auf den Meeresboden hinausgeflossen sei, aber ohne vor seiner Ablagerung verwaschen zu werden.

Die Valeggioterrasse ist offenbar Schuttkegel. Sie enthält ausschliesslich Material vom Scipsius, aus dem Sammlungsgebiet des Wildbaches, keine der Bedretto- und Gotthardgesteine, welche durch Gletscher bis Airolo geschleppt worden sind. Zur Beurtheilung ihres inneren Baues reichen die Aufschlüsse nicht aus.

Sehr gut aufgeschlossen sind dagegen die Terrassen von Valle, welche jedoch als evidente Binnenseebildungen nicht stricte zu den uns jetzt beschäftigenden Hochterrassen gehören. In den Eisenbahnanschnitten deuten fast horizontale Reihen grober Blöcke undeutliche Schichtung in der Richtung des Tessinthales an und das durch die Canaria aufgeschlossene Querprofil zeigt deutliche, 15° nach dem Tessinthal abfallende, Schichten (am besten von der linken Seite des Canariathales bei früher Morgenbeleuchtung wahrzunehmen). Das Material ist bindiger, meist unverwaschener Schutt, welcher sehr grosse scharfkantige Blöcke und abgerundete, auch gekritzte, Gerölle umschliesst, von Gesteinen des Canariathales und des Gotthard. Das ganze scheint ein sehr breiter Schuttkegel, dessen Material die Canaria theilweise präexistirenden Moränen entnommen, theilweise zwischen solchen abgelagert hat.

Die Terrassen von Gribbio und Mte Pelligrino lagern auf gletschergeschliffenem Boden; jene des Valeggio ist ein postglacialer Schuttkegel; sämmtliche müssen aber glacial oder postglacial sein, weil sie sonst von Gletscherströmen, welche das ganze Thal füllten, wieder fortgefegt sein würden. Dadurch wird ihre Deutung erschwert. Wenn das Meer die Fluthlinien bildete, während das Gebirge ruckweise gehoben und in gleichem Maass als es sich hob vergletschert wurde, so konnten in demselben Meer keine bleibende Strandterrassen entstehen, weder durch Schuttkegel noch hinausgeschobene Moränen — denn die nachfolgenden Gletscher würden sie wieder weggeführt haben. Wenn aber diese Terrassen, als Wildbachdeltas, erst nach oder während dem Gletscherrückzug aufgeschüttet

wurden, und zwar im Meer, so setzen sie nach der Hebung, von welcher bisher immer die Rede war, eine Senkung des Gebirges wenigstens bis zu seinem jetzigen 1450 m Horizont voraus. Erst nach dieser Senkung hätte die Wiederhebung beginnen können, welche das Gebirge in seine jetzige Höhenlage versetzte, und mit dieser zweiten Hebung wäre keine abermalige totale Vergletscherung verknüpft gewesen. Dies klingt sehr complicirt und wenig wahrscheinlich; besonders noch weil unter solcher Voraussetzung der Mangel an Meeresconchylien (in dem Terrassenschutt) nicht mehr ihre Verschleppung durch Gletscher zugeschrieben werden kann. Grosse Binnenseeen, 1400—1500 m über dem Meeresspiegel, würden aus der Verlegenheit helfen; wir fanden aber weiter oben, dass ihr Abschluss nach aussen fehlt, man wolle denn Gebirge construiren, da wo jetzt die Thäler sich erweitern verflächen und in die Ebene münden.

Durch diese Unsicherheit in der Beurtheilung der Hochterrassen wird die Deutung der „Bergschultern" als Fluth- oder Strandlinien nicht irritirt. Nicht einmal wenn wir uns dazu bequemen müssten die Hochterrassen als Ueberbleibsel flacher Thalböden zu betrachten, d. h. als die Oberfläche der Schuttmassen, welche die rückziehenden Gletscher in den Thälern liegen liessen. Es ist begreiflich, dass fliessendes Wasser nachmals in solche Massen sich einschneiden und sie bis auf geringe Ueberbleibsel in Thalwinkeln wegführen konnte. Auch ist die Zwischenkunft von Schuttkegeln aus Seitenthälern nicht ausgeschlossen. Unbegreiflich aber scheint dann der waagerechte Kamm der letzteren (Valeggio), unbegreiflich auch die totale Durchwaschung und mitunter deutliche Schichtung des Schuttes, z. B. auch am Ausgang des Göschenerreussthales und oberhalb Wasen.

Von den tieferen Terrassen, deren eine mit dem Friedhof von Airolo (1160 m über dem Meeresspiegel) die Front der Fig. 5 Taf. II. einnimmt, wird im Cap. IV. die Rede sein. Dieselben können als die Ueberreste flacher Binnenseeböden bezeichnet werden, welche vom Fluss durchfurcht und grossentheils weggeführt wurden, in selbem Maassstab als die Einschlitzung der Seedammschwellen sich vertiefte.

Das vorgehende Resumé manchjähriger Beobachtungen ist weitläufiger geworden als beabsichtigt war. Ich wollte die auf Beobachtung gegründete Ansicht möglichst unbefangen darstellen und Conflikte mit anderen Ansichten zu vermeiden suchen, die ich kenne und hochachte. Im Verlauf der Bearbeitung begannen sich aber Zweifel an der Richtigkeit mancher Auffassung zu regen, die mir beim Beginn unumstösslich schien, und diese Unsicherheit veranlasste weitere Erörterungen von Beobachtungsdetails. Es wurde mir auch mehr und mehr klar, dass

der Nachweis von Meeresstrandlinien in den Alpen mehr als lokales Interesse besitzt und soweit greift wie die Meeresfläche in einer gegebenen geologischen Periode selbst. Im Hügelland und sanft ansteigenden Bergland können Strandbilder kaum hervortreten, selbst wenn in einer nicht zu entlegenen Periode das Meer auch hier noch Strände bearbeitet hat. Die Basaltberge des mittleren Deutschlands, mit ihren an liegende Löwen erinnernden Contouren, lassen aber an Inseln denken, welche sich ein paar hundert Meter über den flach gewölbten Meeresgrund erhoben, der nun z. B. in der Rhön, 300—400 m über dem jetzigen Meeresspiegel liegt [1]). Die auf der einen Seite steil, auf der anderen flacher abfallenden und in einen breiten Rücken auslaufenden Berge gleichen dann Inseln mit benagten Steilküsten auf der einen Seite, verwaschenen Gestaden auf der anderen. Dies Beispiel ist zunächst nur als Gleichniss hingestellt; es würde jetzt schwer fallen die geologische Periode zu fixiren, in welcher der vorausgesetzte Meeresstrand, oder eine ihm entsprechende Höhenlage des jetzigen mittleren Deutschlands zum unveränderlich gedachten Meereshorizont zuletzt stattfinden konnte.

---

[1]) Der Druidenstein (Heckersdorfer Köpfchen) im Siegerland erinnert gleichfalls täuschend an eine Klippinsel, wenn man ihn z. B. vom Hohlwald, gleich hoch mit dem Plateau, über dem er hervorragt, betrachtet. Die Anzahl hieher passender Beispiele ist aber legio.

## 4. Der Bergsturz von Elm.

Von Herrn Albert Heim in Zürich.

Hierzu Tafel IV.

Herr A. Rothpletz in Zürich ist zuerst mündlich in der Sitzung der züricherischen naturforschenden Gesellschaft, hernach in dieser Zeitschrift, Jahrgang 1881, gegen die von mir dargestellte Art der Bewegung der Massen beim Bergsturz von Elm aufgetreten. Obschon er mit seiner Auffassung ganz allein steht, erscheint mir eine Erwiderung doch nothwendig, 1. weil ich früher die Begründung der allgemeinen Anschauung, da ein Widerspruch nicht in Aussicht stand und namentlich die abweichende Rothpletz'sche Auffassung von Niemandem hätte im Voraus errathen werden können, etwas zu kurz gehalten habe; 2. weil vor dem Druck unseres Buches über Elm[1]) die allseitige Begehung des Schuttgebietes noch zu gefährlich erschien, so dass eine Menge bezüglicher Beobachtungen erst später allmählich von mir gemacht werden konnten, die ich hier zum ersten Mal aufführen werde; 3. weil wir seither auch noch die Zahl der Zeugenaussagen wesentlich vermehren konnten und 4. weil die bisher übersehene Erscheinung der Schuttströme auf flachem Grunde, welche Herr Rothpletz in Frage stellt, bei grossen Bergstürzen eine allgemeine Bedeutung hat.

Das Folgende soll also nicht blos eine Entgegnung auf den Angriff des Herrn Rothpletz sein, sondern zugleich eine Ergänzung meiner bisherigen Publication. Ueberdies habe ich hier den Vortheil, vor Fachgenossen zu reden, während ich in meiner früheren Publication an einen weiteren Leserkreis mich halten musste. Ich werde hier zuerst die Arbeit des Herrn Rothpletz und deren Werth in den Hauptzügen besprechen und nachher zur näheren Begründung meiner Auffassung übergehen.

---

[1]) Der Bergsturz von Elm, den 11. September 1881, Denkschrift von Ernst Buss, Pfarrer in Glarus, und Albert Heim, Prof. in Zürich, mit Karten, Plänen und Ansichten. Zürich 1881, J. Wuster & Comp. Geographischer Verlag. Preis 3 Mk. 40 Pf. Der Nettoertrag des Werkes ist für die durch den Bergsturz Geschädigten bestimmt.

## A. Die Arbeit des Herrn A. Rothpletz über den Bergsturz von Elm.

In seinem ersten Theile bespricht Rothpletz „Heim's Erklärung der Massenbewegung und deren physikalische Schwierigkeiten“.

Rothpletz kann sich zunächst nicht vorstellen, dass eine Felsmasse, die in Trümmer aufgelöst in einen Thalgrund niederstürzt, am jenseitigen Abhang noch ein Stück weit hinaufschlägt oder hinaufrollt — hinaufbrandet, wie ich mich mit Vorliebe ausgedrückt habe. Er zergliedert und schematisirt nun in Wort und Bild (seine Fig. 9) diese meine Auffassung und findet dabei, dass das Hinaufbranden der Blöcke an den Düniberg nur auf zweierlei Weise vorstellbar sei: „Entweder blieben die einmal zu Boden gefallenen Massen „auf demselben und wurden nur von den nachfallenden Massen „fortgeschoben und so gleichsam den Düniberg heraufgedrückt „in gleitender Bewegung, oder aber die Massen wurden im „Thalgrunde unter irgend einem spitzen Winkel wieder in die „Höhe geschnellt und flogen dann durch die Luft gegen den „Düniberg herauf.“ Rothpletz meint nun, es habe eine Bedeutung, wenn er diese beiden Weisen glücklich auf theilweise unverkennbare Schwierigkeiten zuspitzt. Den allein wirklichen, natürlichen, so oft zu beobachtenden Fall: das Hinaufbranden des Schuttstromes, selbstverständlich unter einer dem Boden entlang mehr oder weniger rollenden und zugleich schiebenden Bewegung der einzelnen Trümmer, vorwiegend in Folge des noch vorhandenen Ueberschusses an lebendiger Kraft, unter Mitwirkung des Nachschubes durch die hinteren Blöcke, übersieht er. Dies ist aber eine vielfach bewiesene, bei fast jedem Bergsturz vorkommende und auch oft noch lange nachher leicht zu constatirende Thatsache, die leicht bei Gelegenheit auch kleinerer Ablösungen, bei Lawinen etc. im Gebirge in einem Grade beobachtet werden kann, welcher den des Gebirges weniger Kundigen in Erstaunen setzt. Schon jeder einzelne heruntergerollte Stein fährt ein Stück weit an gegenüberliegendem Abhange hinauf, selbst ohne dass noch Nachschub auf ihn stösst. Die Bewegung einer grossen Trümmermasse nähert sich, wie diejenige von Sand, der Bewegung von Flüssigkeiten umsomehr, je grösser die Geschwindigkeit und je grösser die Masse im Vergleich zu den Trümmern ist. Die Trümmer verhalten sich zum Ganzen nicht gleich, aber vergleichbar den Molekülen zur Flüssigkeit. Mein Ausdruck „hinaufbranden“ ist deshalb bezeichnend.

Die Höhe am Düniberg, in welche die Blöcke hinaufgebrandet sind, beträgt übrigens kaum $1/6$ der grössten Sturzhöhe und erscheint beim Ueberblick von oben sofort ganz selbstverständlich und nothwendig. Um „Auffallswinkel", „Elasticität", „Anprallen", „Abprallen unter gleichen Winkeln" etc., mit welchen Begriffen ROTHPLETZ gegen mich in Wort und Bild (seiner Fig. 9 b, d, c, f und dergleichen) rechten will, handelt es sich selbstverständlich bei einer Felstrümmerlauine und unregelmässig weicher Bodenunterlage, wo jeder Block verschieden aufschlägt und einer die Bewegungen des anderen beeinflusst, nicht. Ein Strom von vielen Tausend gleichzeitig bewegten einzelnen Steinen bewegt sich nicht nach dem Schema eines einzelnen Körpers. Unterthal und Düniberg in Elm sind kein Billardtisch und der Fels vom Tschingelberg keine Billardkugel. Es ist Mangel an Takt in der Auffassung natürlicher Vorgänge und der Anwendung von physikalischen Gesetzen auf dieselben, welcher dazu verführt, den natürlichen complicirten Vorgang gewaltsam zu schematisiren, um ihn in die Zwangsjacke eines für einen ganz anderen einfachen Fall gefundenen Naturgesetzes bringen zu können. Das aber ist der Boden der Kritik, welche ROTHPLETZ an mir zu üben versucht hat; in der Meinung, sich den Naturgesetzen anzupassen, verliert er die Natur selbst ganz aus den Augen.

Ich habe in der citirten Denkschrift gesagt, die Schuttmasse „kann nur plötzlich im Wurf bis an ihre heutige Grenze „geglitten, und dann plötzlich starr geblieben sein. Langsames „Vorrücken, auch nur zwei Meter weit, ist nicht denkbar." Dieser Satz macht ROTHPLETZ viel vergebliche Arbeit, indem er mein Wort „plötzlich", das selbstverständlich im bürgerlichen Sinne zu verstehen war, mathematisch auffasst und nun diese Plötzlichkeit nicht begreifen kann. Er rechnet gegen mich und supponirt dabei, dass 60 m per Secunde und dann momentaner Stillstand mir noch nicht plötzlich genug wäre! Ich aber wollte blos sagen, dass nicht ein langsames Gleiten, wie es bei schlammigen Schuttmassen von Bergstürzen oft noch Stunden oder sogar Tage lang anhält, mit im Spiel gewesen ist, sondern dass die sehr schnelle Bewegung verhältnissmässig bis nahe an den Rand der Schuttmassen sehr schnell geblieben ist. Ob sie dort 120 m oder nur noch 60 m oder 30 m per Secunde betragen hat, ist für das Auge des Zuschauers ganz ununterscheidbar und scheinbar gleich schnell. Wenn eine Masse, welche vorher in ungefähr 20 Secunden über 2000 m weit daher gerast kam, nun mit 30 m oder 20 m Geschwindigkeit nur noch wenige Meter zurücklegt, bis sie starr bleibt, —

wenn sie also vielleicht eine oder ganz wenige Sekunden später stillsteht, so dürfen wir dies noch sehr wohl einen plötzlichen Stillstand nennen. So etwa habe ich mir diesen Stillstand gedacht. Er ist plötzlich im Vergleich mit dem Anhalten eines Eisenbahnzuges, eines Dampfbootes, er ist sogar wahrscheinlich noch plötzlicher gewesen, als das Anhalten eines im schnellsten Galopp stürzenden Pferdes.

Dass ich nicht „plötzlich" im mathematischen Sinne sagen wollte, lag für den physikalisch Gebildeten klar ausgesprochen in dem nachfolgenden Satz der Denkschrift: „Nur „so lange die Bewegung so ungeheuer schnell war, dass Rei„bung kaum zur Geltung gelangen konnte, glitt der Schuttstrom „über die Unterfläche. Sobald die Bewegung abnahm, stei„gerte sich sofort die Reibung enorm, und Stillstand trat ein." Das will doch nicht mehr sagen, als dass die Abnahme der Bewegung nicht eine gleichförmige, sondern eine von einem gewissen Punkt an rasch beschleunigte war. Wir kommen darauf zurück.

Dies sind nun die Widersprüche, welche Rothpletz zwischen den „physikalischen" Gesetzen und meiner Auffassung zu finden weiss. Zunächst handelt es sich um eine der Natur entfremdete falsche Schematisirung und Zergliederung meiner Auffassung, betreffend die Blöcke am Düniberg, die dadurch auf Schwierigkeiten geleitet wird, sodann um Missverständniss eines Wortes.

In seinem zweiten Theil bespricht Rothpletz den „Widerspruch zwischen Heim's Erklärung und den Berichten der Augenzeugen". Wir werden später zeigen, wie die Zeugenaussagen zu unserer Auffassung zwingen. Hier weisen wir nur vorläufig darauf hin, dass Rothpletz aus folgenden Irrthümern seinerseits zu diesem seinen Abschnitt gelangt ist:

1. Was die Zeugen über die drei verschiedenen Akte der grossen Massenbewegung (Bergfall, Steinwolke und Schuttstrom) ausgesagt haben, wirft er beliebig durcheinander, und bezieht namentlich die Aussagen über den 2. Akt meistens auf den Anfang.

2. Rothpletz ist über die Stellung des wichtigen Zeugen No. 18 in Wort und Bild, Fig. 11, im Irrthum und zieht aus dessen Zeugniss deshalb falschen Schluss. Der Stein hinter welchen derselbe sich flüchtete, ist vom Alpegli in der Richtung gegen den Düniberg, nicht aber an der Felsecke unter Knollen gelegen.

3. Mit den Zeugenaussagen wird so unvorsichtig umgegangen, dass z. B. pag. 552, unterer Theil des mittleren Absatzes, die Aussage des Zeugen No. 6, der bei der Müsliweid stand, nun auf den ganz verschiedenen Standpunkt des eben

genannten Zeugen No. 18 bezogen wird, welche Verwechselung zu weiterem Missverständniss der Aussagen führt. Nach pag. 557 soll Zeuge 3 ausdrücklich hervorheben, dass einzelne Wurfgeschosse der Wolke voraneilten, während er dies in der That ausdrücklich verneint! (Denkschrift pag. 38), und ähnliches mehr.

4. In den Zeugenaussagen kommt oft der Ausdruck die schwarze „Wolke“ vor und es wird ihre an Locomotivrauch erinnernde Bewegung beschrieben. Einige Zeugen halten Wolke und Schuttmasse für den unteren Theil (Akt III.) deutlich auseinander, die erstere ist der feine von der Luft wirbelnd bewegte und mitgerissene Staub. Sehr vielen war der Schutt durch die Staubwolke verdeckt. Rothpletz deutet die Aussagen so, dass er irrthümlich die „Wolke“ für den Schutt nimmt wo dies seiner Anschauung günstig ist, und die Wolke von Akt II. mit der Wolke von Akt III. verwechselt.

5. Ganz willkürlich reisst Rothplezt die ihm passenden Worte der Zeugenaussagen aus dem Zusammenhang heraus und ignorirt einfach die bestimmten, ihm widersprechenden Worte. Mit Vorliebe verwerthet er die etwas unbestimmten Aussagen.

Im dritten Theil bespricht Rothpletz „unsere“ (d. h. seine) „Erklärung der Massenbewegung“. Auch hierüber verspare ich die Einzelheiten bis ich den Faden zur positiven Begründung meiner Auffassung aufgenommen habe, und betone in diesem negativen Theil meines Aufsatzes nur das mechanische Princip.

Pag. 555 finden wir nun die Anschauung von Rothltepz über den Anfang der Bewegung auseinandergesetzt. Man muss die Worte von Rothpletz in extenso lesen, sie lauten:

„Wir können dies“ (d. h. das Losreissen der letzten Faser vor dem Sturze) „für unseren Fall genauer dahin präcisiren, „dass diese letzte Faser riss, sobald die einzelnen Gesteins- „klötze oder Felsen so weit aus ihrer Gleichgewichtslage ver- „rückt waren, dass die Adhäsion auf den Kluftflächen die Kraft „nicht mehr aufzuwiegen im Stande war, mit welcher der „excentrisch gewordene Schwerpunkt der Gesteinsmassen sich „bestrebte, eine neue Gleichgewichtslage zu erlangen. Sowie „dieser Augenblick eintrat, mussten die Gesteinsmassen noth- „wendig in eine rasche drehende Bewegung gerathen, deren „Drehungsaxe ungefähr dem Bergabhang parallel gerichtet war.“

„Bei dieser Drehung musste gleichzeitig eine tangentiale „Kraft („Centrifugalkraft“) gelöst werden, durch welche alle „losen Körper, welche auf den sich drehenden Gesteinsmassen „lagen, in zur Drehungsperipherie tangentialer Richtung in die „Luft hinausgeschleudert wurden.“

„Die sich drehende Gesteinsmasse selbst aber war ....
„durch zahllose Klüfte in viele einzelne Klötze zertheilt,
„welche jedoch, so lange die Gleichgewichtslage der Felsen
„ungestört blieb, durch ihr eigenes Gewicht fest zusammen
„hielten, so dass die Gesteinsmasse als ein Ganzes in dre-
„hende Bewegung gerieth. Sobald jedoch die Centrifugalkraft
„die auf den Klüften vorhandene Adhäsion überstieg, musste
„sich die drehende Gesteinsmasse in einzelne Klötze oder
„Blöcke auflösen, die, einer nach dem andern, in tangentialer
„Richtung abflogen."

Dies verstehen weder Andere noch ich, am allerwenigsten die Physiker, die ich um ihre Ansicht über diese Deduction gebeten habe! Eine Zergliederung der ROTHPLETZ'schen Worte ist deshalb überflüssig. ROTHPLETZ behauptet: es sei eine tangentiale Kraft vorhanden, welche „die Gesteinsmassen vom Tschingelwald direct in die Luft hinausgeschleudert" habe, und später bezeichnet er diese Bewegung als ein „abfliegen". Aus den in seinen Figuren gezeichneten Flugbahnen sehen wir, dass, wie durch eine fürchterliche Mine gesprengt, seine Felsmassen zunächst nicht dem Gesetz der Schwere entsprechend fallen, sondern flach in die Luft hinaus vom Berge abfliegen! Eine besondere Kraft, eine explosible Spannung im Gehänge oder dergleichen wird nicht angenommen; ROTHPLETZ denkt sich, dass diese Abflugkraft aus Umsetzung der Schwerkraftwirkungen entstanden sein soll.

Gehen wir nicht den ROTHPLETZ'schen Worten, sondern dem physikalischen Inhalt seiner Behauptung auf den Grund:

Die Schwerkraft kann nur dann in eine lebendige Kraft, in die Luft hinausgerichtet, umgesetzt werden, wenn sie selbst vorher der betreffenden Masse überhaupt lebendige Kraft ertheilt hatte, was nur durch Verticalbewegung möglich ist. ROTHPLETZ nimmt fast horizontale Ablenkung mit einer enormen lebendigen Kraft gleich beim Beginn der Bewegung, also zur Zeit an, da überhaupt eine lebendige Kraft noch gar nicht vorhanden sein kann. Seine Tangentialkraft ist lebendige Kraft aus Nichts! Lasse ROTHPLETZ erst die Felsmassen in der Fallrichtung des Gehänges ein bedeutendes Stück weit zur Tiefe stürzen und nachdem erst dadurch in denselben lebendige Kraft sich aufgespeichert hat durch ein vorspringendes Gesimse die Bewegungsrichtung brechen oder ablenken, dann erst wird Herausfliegen möglich, und dies um so mehr, je grösser die vorangehende Verticalbewegung war. Fluglinien, wie sie ROTHPLETZ zeichnet, könnten nur das Resultat einer vorher sehr bedeutenden Verticalbewegung sein, die er aber vollständig

leugnet. Aus der ROTHPLETZ'schen Zeichnung geht ferner sofort hervor, dass nach seiner Auffassung Steilheit und Tiefe des Abhanges, an welchem die Massen sich lostrennen, auf die Bewegung derselben, und die Entfernung, in welche sie fliegen werden, keinen Einfluss haben könnte; denn durch Abfliegen verlassen sie ja diesen Abhang sofort. Warum, müssen wir ROTHPLETZ fragen, fliegen denn Trümmer eines kleinen Felsabsatzes, unter welchem ein Gehänge von blos 15 bis 20° Böschung folgt, nicht auch frei über dasselbe hinaus? Wenn die ROTHPLETZ'sche Annahme richtig wäre, so wäre man selbst in weiten Bergthälern einem beständigen Bombardement durch „abfliegende" Steine ausgesetzt.

Zwischen die Schwerkraft und das „Abfliegen" setzt ROTHPLETZ eine Centrifugalkraft ein. Schwerkraft kann sich aber nur dadurch bei einer losbrechenden Felsmasse in Centrifugalkraft umsetzen, dass der niederstürzende Fels während des Falles durch Reibung am Gehänge an seiner hinteren oder unteren Seite zurückgehalten, und dadurch gedreht wird. Stets ist die Drehung am Anfang sehr träge, so lebhaft sie allmählich auch werden kann. Die Abwärtsbewegung ist stets viel kräftiger als die drehende; stets wird die Centrifugalkraft nur ein Bruchtheil der vorher durch den Fall angehäuften, abwärts gerichteten, lebendigen Kraft bleiben können. ROTHPLETZ aber lässt sie vom ersten Moment an, noch bevor sie entstehen konnte, enorm überwiegen! Eine Centrifugalkraft musste „gelöst" werden, sagt ROTHPLETZ, als ob Centrifugalkraft, d. h. lebendige Kraft, schon im Ruhestand hätte vorhanden sein können!

In seiner Deduction spricht ROTHPLETZ auch von Drehung der sich ablösenden Masse „als ein Ganzes" um eine Axe parallel dem Abhang. Die sich loslösende Masse war eine Bergrinde am schiefen Abhang, und als solche ist sie auch in den ROTHPLETZ'schen Profilen dargestellt. Woher soll die Kraft kommen, die dieses Stück Felsrinde zuerst „als ein Ganzes" dreht oder sogar aufrichtet — da es doch an schiefem Gehänge liegt, so dass die Schwerkraft der Drehung nach Aussen entgegenwirkt?

In der ROTHPLETZ'schen Deduction sind also die einfachsten mechanischen Grundbegriffe und Grunderscheinungen und jedes mechanische Gefühl in's Gesicht geschlagen worden. Kraft und lebendige Kraft sind verwechselt! Das ROTHPLETZ'sche Abfliegen schon im obersten Theile des Abrissgebietes ohne vorherigen Verticalsturz ist nicht nur „physikalisch schwer deutbar", sondern genau so unmöglich, wie die Annahme, dass ein ruhender Stein plötzlich aus sich heraus in die Höhe fliege. Wenn Zeugen dies Abfliegen be-

haupten würden, müssten wir sie mit der grössten Sicherheit als irrende Zeugen wegweisen. Uebrigens hat dies auch kein Zeuge behauptet, ROTHPLETZ hat blos die Zeugenaussagen in dieser Art missdeutet.

## B. Die Massenbewegung beim Bergsturz von Elm.

In unserer Denkschrift haben Pfarrer Buss und ich durch die Zeugenaussagen nachgewiesen, dass zwei kleinere Stürze, welche die beiden Flanken des Plattenbergkopfes lösten, dem Hauptbruch vorangegangen sind und wir haben in einem Plane der Gegend die Ausdehnung dieser einzelnen Brüche eingezeichnet. Diese, sowie der nun folgende Hauptsturz, haben alle den Charakter ächter „Felsstürze“ [1]) d. h. die früher anstehenden Felsen brechen quer zur Schichtung ab und bewegen sich dann in einer von der Schichtung ganz unabhängigen Richtung weiter. Die Differenzen zwischen der ROTHPLETZ'schen und unserer Auffassung beziehen sich auf die Bewegung der Felsmassen lediglich des dritten Sturzes, welcher der Hauptbruch war, der in so ungeheurer Ausdehnung den fruchtbaren Thalgrund verwüstet hat.

Uebersichtlich zusammengestellt sind in der Massenbewegung des Hauptsturzes drei rasch aufeinander folgende und unmittelbar ineinander übergehende Akte oder Abschnitte zu unterscheiden. Dieselben sind (Taf. IV. Fig. 2 u. 3):

Akt I. Die abgetrennte Bergrinde bricht dem Abhang parallel über denselben herunter bis zum kleinen Plateau vor dem „Plattenberg“. Wir haben diesen Abschnitt als „Bergfall“ bezeichnet.

Akt II. Von dem Plateau vor dem Plattenberg, das wie ein Gesimse ablenkend wirkt, fliegen oder spritzen die Felsmassen, die hintern die vorderen drängend, horizontal frei durch die Luft in einem Bogen bis auf den nördlichen Theil des Unterthales und den unteren Theil des Dünibergabhanges. Wir haben diesen Theil „Steinwolke“ genannt: bezeichnender noch wäre der Ausdruck Bergflug, Steinflug oder Steinwurf.

Akt III. Die vorderen Schuttmassen, auf dem Boden aufgeschlagen und zugleich von den nachfolgenden weggeworfen, rollen und fahren theils an den Düniberg, theils von dessen Gehänge abgelenkt thalauswärts, wo sie in pfeilschnell gleiten-

---

[1]) Vergl.: „Ueber Bergstürze“ von ALBERT HEIM (Neujahrsblatt der zürcherischen naturforschenden Gesellschaft), mit einer Tafel, Zürich 1882. Verlag von J. WURSTER & Comp.

der Bewegung auf wenig geneigtem Untergrund den langen Schuttstrom bilden. Die hintersten Felstrümmer des Stromes bleiben auf dem Unterthal als grösster Schutthaufe liegen.

Rothpletz hingegen betrachtet alles als einen Bergflug und giebt nur zu allerletzt noch auf höchstens 200 m (Maass aus seiner Figur 2) Distanz etwas rutschende Bewegung zu. Er läugnet vollständig den „Bergfall“ und weitaus zum grössten Theil nämlich zu $^7/_8$ den „Schuttstrom.“ Wenn er dennoch — wahrscheinlich wider Willen überwältigt von der stromförmigen Lagerung des Schuttes im Thalboden — das ganze Ablagerungsgebiet stets „Schuttstrom“ nennt, so verbindet er damit keineswegs den Begriff des Strömens und erzeugt Unklarheit in seiner eigenen Darstellung. Das Wort „Schuttstrom“ gehört nur zu unserer Auffassung.

Wenn wir den Namen Schuttstrom auf den dritten Akt beziehen, so soll damit nicht gesagt sein, dass nicht auch die vorhergegangenen Akte eine dem Strömen einer Flüssigkeit sehr nahe verwandte Bewegung gewesen sind. Die beiden ersten Akte waren aber ähnlicher einem Wasserfall als einem Strom und sind nun abgelaufen. Das Resultat des dritten Aktes liegt noch als erstarrter Strom vor uns, so dass hier das eine Wort die geschehene Bewegung und die noch vorhandene Ablagerung zugleich bezeichnet.

Eine Flüssigkeit verdankt ihre Eigenschaften der Verschiebbarkeit der einzelnen Theile gegeneinander, welche Theile durch keine Expansivkraft von einander getrennt werden, der Schwere folgen, und im Verhältniss zur Gesammtmenge sehr klein sind. Die einzelnen Theile beeinflussen gegenseitig ihre Bewegung, so dass dieselbe eine andere wird, als wenn das in sich starre Theilchen allein sich bewegen könnte.

Zwischen der Bewegung einer Flüssigkeit einerseits und der Bewegung von Schnee, von Sand oder von einer in Trümmer sich auflösenden Felsmasse andererseits besteht keine absolute Grenze, indem stets die einzelnen, in sich starren Theilchen sehr klein sind im Verhältniss zu der sich gleichzeitig bewegenden Gesammtmasse. Da wie dort ist die Cohäsion zerstört, die innere Reibung oft kleiner als die Reibung am Untergrund. Der wesentlichste Unterschied für die Bewegung liegt nur darin, dass die „innere Reibung der Flüssigkeit“, d. h. die Reibung der einzelnen Theilchen an einander bei dem Felstrümmerstrom, Sandstrom, Schneestrom (Lawine) etc. grösser ist, als bei der absoluten Flüssigkeit, weshalb die Böschungen, welche eine Trümmermasse zum Fliessen veranlassen, viel bedeutender sein müssen.

Ueber die Bewegung der einzelnen Theile innerhalb eines



solchen an Flüssigkeit erinnernden Stromes können wir uns eine theilweise Vorstellung machen. Ein Stein im Trümmerstrom schlägt nicht nur an den Boden, sondern in zahllosen Stössen auch an andere Trümmer an und beschreibt wohl hiedurch, zwischen den ebenfalls zur Tiefe eilenden Nachbarn hin- und herschwingend, Zickzacklinien um eine continuirliche Curve herum. Das seitliche Abfliegen ist nur für die äusseren Steine des Stromes möglich, die inneren hemmen sich hieran gegenseitig. Die Masse bleibt deshalb der Hauptsache nach beisammen, denn, ablenkende grössere Gesimse ausgenommen, werden niemals alle Steine im gleichen Momente zu weiten Sätzen veranlasst sein. Die tiefsten, durch die Reibung am Boden zurückgehalten, werden am raschesten drehen. Die rollende Bewegung nimmt gegen die höheren Theile des Trümmerstromes ab, hier herrscht das Strömen vor. Hintere Massen können vordere im Allgemeinen nicht überholen, wohl aber durch Anstossen und Uebertragen eines Theiles ihrer lebendigen Kraft die vorderen Massen noch schneller vor sich her werfen und drängen; ein „Ueberwerfen" des Ganzen, wodurch die hintersten Theile die vordersten würden, tritt nicht ein. Es darf nicht erwartet werden, dass bei ein und demselben Bergsturze Blöcke aus den höchsten Theilen des Abrissgebietes weiter hinaus fahren als diejenigen von etwas geringerer Fallhöhe eben weil in dem Blockstromgedränge die ersteren ihre grössere lebendige Kraft, stossend, an die vorderen Massen abgeben. Wie der Sturzbach spritzt, der Wasserfall in tausend Tropfen auseinander stiebt, die flache Böschung aber wieder einen zusammenhängenden Wasserabfluss schafft, so wird es auch je nach der Böschung beim Felssturz zu erwarten sein. In dieser Weise ordneten sich beim Felssturz von Elm in der That die drei Akte aneinander. Akt I. war ein Sturzbach, Akt II. ein freier Fall von Trümmern, Akt III. der gesammelte Abfluss in zusammenhängendem Strome.

Wenn Gletschermassen über Wände herunterbrechen, lösen sie sich sofort in Eistrümmer auf. Die Gletscherlawine sieht genau aus wie ein gewaltiger Sturzbach mit Wasserfällen, blos der Ton ist mehr ein Knallen und Donnern, weniger Rauschen. Die grossen Schneelawinen bieten genau den gleichen Anblick. Nach einer gewaltigen Cascade, die den Schnee in weissen Wolken aufstieben machte, gehen sie als grosser zusammenhängender Schneestrom mit ganz scharf begrenzten steilen Rändern auf den flachen Gründen oder gar an die gegenüberliegenden Gehänge hinauf weiter. Die Bewegung ist dann nur am Stirnrand und den Seiten wälzend, in der Mitte schneller, mehr gleitend. Wir können direct beobachten, dass ein einzelnes Stück Gletschereis, an eine Felswand geworfen, unter

ungefähr gleichem Winkel abprallt, dass dies aber bei einer grossen Gletscherlawine keineswegs der Fall ist. Die elastische Bewegung der einzelnen Theilchen wird offenbar im Strome absorbirt. Der Lawinenstrom brandet, wie es auch Wasser thut, an ein Hinderniss hinauf, schmiegt sich aber so viel als möglich der Form desselben und des Untergrundes an. Vorspringende Coulissen oder Gesimse lenken ihn in ihre Streichrichtungen ab, werfen ihn aber nicht wie ein einzelnes Eisstück zurück. Der Trümmerstrom ist also weniger elastisch, er ist mehr plastisch und hat in seiner Bewegungsrichtung einen höheren Grad von Inertie als das einzelne Stück, das von elastischen Wänden hin und her geworfen werden kann. Einzelne Trümmer- und Wellenbewegungen werden von Auffallsflächen unter gleichem Winkel zurückgeworfen, nicht aber Strömungen. Die Wege vereinzelter Trümmer sind scharf gebrochene Linienzüge, die Bewegungsfaden einer grösseren Strommasse (Eis, Schnee oder Felsschutt) hingegen sind wie bei Flüssigkeiten mehr und mehr continuirlich sich anschmiegende Curven. Ich habe in Fig. 2 und 3 Taf. IV. die Bewegungsfaden, wie ich sie mir für den Bergsturz von Elm denke, eingetragen.

Ich habe schon zahlreiche grosse und kleinere Gletscherlawinen, Schneelawinen und kleinere Felsbrüche im Sturze beobachtet und dabei stets die überraschende Aehnlichkeit der Bewegung mit Wasser und die Zunahme dieser Aehnlichkeit mit der Grösse der Gesammtmassen und der relativen Kleinheit der einzelnen Trümmer constatirt. Ferner habe ich in Versuchen mit Sand auf Relief die durchaus schlagende Gleichheit in der Bewegung wahrgenommen. Niemals aber habe ich eine Bewegung wie das Rothpletz'sche „Abfliegen" gesehen.

Fassen wir zusammen: Eine Masse von Trümmern, die im Vergleich zur Grösse der Trümmer sehr bedeutend ist, bewegt sich nicht wie ein einzelnes Felsstück, sondern wie Schnee, Sand, also ähnlich einer Flüssigkeit.

Gehen wir die einzelnen Akte des Bergsturzes von Elm der Reihe nach durch:

## Akt I. Der Bergfall.

### a. Die mechanischen Verhältnisse im Abrissgebiet.

Die zahllosen Risse und Verschiebungen, welche das Gestein in allen Richtungen, auch ausserhalb der grossen Hauptablösung, besonders quer zu den Schichten und Schiefern schon vor dem Losbruch durchsetzt hatten, verhinderten jede

Bewegung als Ganzes und brachten sofort bei beginnender Bewegung die Verhältnisse der Sand ähnlichen Massen ins Spiel.

Die vorhergegangenen, langsam beginnenden Bewegungen beweisen alle, dass die Tendenz zu Einsturz in der Richtung des Gehänges vorhanden war und dass deshalb sehr wahrscheinlich die rasche Bewegung mit dem Weichen des Schieferbruchdaches begonnen und von da rasch nach oben gegriffen hat. Die vorangegangenen Bewegungen, wie sie in der Denkschrift geschildert sind, waren:

1. Beginn der Spaltenbildung im Fels direct über dem unterhöhlenden (180 m langen und bis 65 m tiefen) Schieferbruch und allmähliches Fortschreiten der Gebirgslockerung im Laufe der Jahre von hier nach oben.

2. Im Hintergrund des Schieferbruches Entstehen von neuen Rissen und langsames Herausdrücken des Gesteines.

3. Der „grosse Chlagg“ (d. h. die grosse Spalte, welches Wort abgeleitet ist von klaffen) umrandete oben die sturzbereite Masse. Es war eine bedeutende, ca. 10 m tiefe Absenkung, die allmählich im Lauf von etwa $1\frac{1}{2}$ Jahren entstand und eine Massenbewegung des Felsens in der Richtung des Gehänges abrutschend anzeigte.

Zu einem Obensichhinüberdrehen im Sinne von Rothpletz fehlte jedes Anzeichen und bei der noch lange nicht senkrechten Aussenfläche jede Möglichkeit. Bei einem Sturz durch Unterhöhlung wird niemals das der Stütze Beraubte fast horizontal in die Luft hinaus springen, sondern gegen die Untergrabung hinab einstürzen.

Die Hauptnische, aus welcher der Fels ausgebrochen ist, ist etwas trichterförmig unten etwa 160 m, oben etwas über 200 m breit. Sie hat eine ganz andere Gestalt, als sie Rothpletz in seinen Figuren 9, 10 und 11 innerhalb des Abrissgebietes durch eine Linie einzeichnet. Ihre Seitenwände, besonders die westliche, springen steil in den Berg hinein. Die Oeffnung der Nische ist gerade gegen Norden gewandt, so dass die anfängliche Bewegung der ausbrechenden Gesteine im Grundriss ebenfalls, bevor eine Ablenkung eintrat, nur gegen Nord gerichtet sein konnte, nicht gegen NNW. wie Rothpletz sie willkürlich „abfliegen“ lässt.

### b. Zeugenaussagen.

Nur wenige der Augenzeugen vermochten den ganzen Hergang zu überblicken. Sehr vielen derselben war durch ihre Stellung im Raume, oder durch die Wendung zur Flucht, oder durch ihre Stellung zu der rasch entstandenen Staubwolke etc. ein Theil des Phänomenes verdeckt. Mehrere Augenzeugen

blickten erst zum Tschingelberg hinauf, da sie das erneute Krachen hörten. Bevor der Schall an ihr Ohr gelangt war und sie sich nach demselben gewendet hatten, war Akt I. schon vorbei, oder in seinem letzten Theil schon durch die eben entstandene Staubwolke verhüllt. Es ist deshalb leicht begreiflich, dass dieselben ihre Erzählung erst mit Akt II. beginnen, irrthümlich aber, wenn ROTHPLETZ diese letztere nun auf den Anfang der Bewegung bezieht. Wir können in Anbetracht der furchtbaren Schnelligkeit, mit welcher die Erscheinungen ineinander übergingen, von den Beobachtern im Allgemeinen keine Vollständigkeit verlangen; der eine hat den einen, der andere einen anderen Moment aufgefasst.

Die Zeugenaussagen, welche über Akt I. Andeutungen geben sind die folgenden. (Ich citire die Zeugen mit den in unserer Denkschrift enthaltenen Nummern, lasse aber alle ihre Aussagen weg, welche sich nicht direct auf die Bewegung der Massen beziehen. Die Standpunkte der Zeugen sind durch die gleichen Nummern in Fig. 1 Taf. IV. angegeben, soweit sie im Rahmen dieser Figur liegen.)

No. 1. Lehrer WYSS, Beobachter der meteorologischen Station in Elm, Standpunkt Unterdorf: „Ich sah die Masse erst vertical von oben stürzen und dann .... etc.“

No. 2. Gemsjäger und Führer HEINRICH ELMER, Standpunkt Unterdorf: „Als gleich darauf der dritte Sturz erfolgte, „sah ich in der Höhe des Tschingels die ganze „Wand in Bewegung und Alles durcheinander „spielen.“

No. 3. Gemeindspräsident und Rathsherr FRIDOLIN HAUSER, Standpunkt Unterdorf: „Im gleichen Augenblick (nachdem „Zeuge die Bewohner im Unterthal fliehen sah) brach der „Hauptsturz los. Er warf sich senkrecht direct auf „den Plattenberg“ (d. h. Schieferbruch).

Nr. 4. M. RH—K, Standpunkt im Müsli: „Gleich nach- „her kam Alles mit Einem Mal herunter, ohne dass ich „indessen etwas Näheres unterscheiden konnte.“

No. 9. Pfarrer MOHR, Standpunkt im Dorf: „Dann“ (d. h. nach den ersten kleineren Stürzen) „Stürzen und „Fallen auf allen Seiten zugleich. Dann der grosse Haupt- „sturz in der Mitte. Ich sah eine dunkle, am Rand hellere „Wolke thalwärts fahren mit der Schnelligkeit eines Lauinen- „sturzes, noch besser eines Wasserfalles. Die Felsmasse „selbst war verhüllt.“

No. 12. B. RH., Standpunkt zwischen dem Dorf und Obmoos: „Ich sah die Bergmasse sich ablösen ...“

No. 13. S. H., Standpunkt „Wald“ östlich, ungefähr 350 m über dem Müsli, sagt: „Endlich habe gleich darauf

„unter schauerlichem Dröhnen der ganze Berg sich gelöst, „als ob der jüngste Tag hereinbrechen wollte. Oben im „Tschingelwald habe Alles sich bewegt, wie ein Aehren-„feld, über welches der Sturmwind zieht. Dann stürzte der „Wald in die Tiefe und gleichzeitig der ganze „mächtige Felskopf über dem Schieferbergwerk."

No. 14. Landjäger WERNER FREYTAG, Standpunkt unterste Sennhütte der Geisthalalp, 350 m über dem Thalboden: „Es „währte einige Minuten, so sahen wir alles das herab-„fahren, was zwischen der Gabel hängen geblieben „war, nämlich eben den Plattenbergkopf."

No. 15. M. RH., Standpunkt östlich des Bergsturzes auf Falzüber: „... bis unter dumpfem Tosen und Krachen eine „wüste, undurchdringliche Wolke, wie vom Winde gejagt, vom „Berge hinausfuhr über das Thal."

No. 19. Die vom Pfarrer BUSS gesammelten Einzelaussprüche von Augenzeugen enthalten die Worte:

„Beim Abbruch zu oberst am Tschingel hat sich der Wald „bewegt „wie eine Heerde hüpfender Schafe", die „Tannen seien „durcheinandergewirbelt", dann sei die Masse „plötzlich gesunken."

No. 20. JOH. MARTI, Kreisförster, Standpunkt Schützenstand in Matt: „Plötzlich wurde am Tschingelberg alles wie „lebendig und Wald und Fels stürzten scheinbar „senkrecht über den Abhang hinunter. Alles weitere „beim Plattenberg und von da an abwärts war uns durch einen „Bergvorsprung verdeckt, bis wir im Thalboden gegen Schwendi „eine Staubwolke herauskommen sahen."

No. 21. KASPAR ZENTNER, Schuster, 40 Jahr alt (in der Denkschrift noch nicht enthalten), Strandpunkt Strasse zwischen Unterthal und der eisernen Brücke: ...„und sah nun den „dritten Sturz herankommen, die Massen waren schon bei den „Unterthalstauden bei der Brücke, die über den Raminbach „zu den Plattenhütten führte."

Ich habe einigen dieser Zeugenaussagen noch einige Erläuterungen beizusetzen und zwar:

Zu No. 2. Der Gemsjäger beobachtete mit dem Fernrohr. Er hatte in Folge dessen nur ein kleines Gesichtsfeld, mit dem er der Bewegung nicht nachzufolgen vermochte. Als er sein Auge vom oberen Tschingelabhang wegwandte, donnerte der Schuttstrom schon gegen den Sernft heran, so dass sein Zeugniss über Akt II. nichts und über Akt I. nur den Anfang (mit den anderen Zeugen übereinstimmend) enthält.

Zu No. 4. Vom Standpunkt dieses Augenzeugen hätte eine Bewegung wie das ROTHPLETZ'sche „abfliegen" niemals

als „herunterkommen“ bezeichnet werden können, sondern wäre als hinaus- oder sogar hinauffliegen erschienen.

Für No. 9 gilt ganz das Gleiche. Vergleichungen mit Lauinensturz und Wasserfall von diesen Standpunkten aus widersprechen der Rothpletz'schen Anschauung.

No. 12 deutet Akt I. kaum an, wahrscheinlich weil derselbe ablief, bevor sein Blick die Felsen traf.

Zu No. 13 und 14 wiederhole ich die ähnliche Bemerkung, welche wir No. 4 beigefügt haben.

In No. 19 fällt der Vergleich mit einer Heerde hüpfender Schafe auf; er scheint mir aber sehr bezeichnend, wenn ich mich an das Bild des über eine etwas unebene steile Fläche rieselnden Sandes erinnere. Auch hiernach ist die Masse zuerst gesunken, nicht aber hinausgeflogen.

No. 20 hätte die oberen Rothpletz'schen Fluglinien ohne Unterbruch sehen müssen, nur eine zunächst auf einige hundert Meter steil abfallende Bewegung konnte sich jenem Standpunkte verbergen.

No. 21 hätte nach Rothpletz den Steinregen hoch über sich hinfliegen sehen und selbst getroffen werden müssen, während er die Massen bis an den Boden des Unterthales fallen sieht, bevor sie das Thal hinaus gegen ihn herkommen.

Von unseren 12 Zeugen erklären 9 ohne jede Zweideutigkeit, dass die Bewegung mit einem steilen Fallen begonnen hat. No. 12 und No. 15 halten sich in unbestimmten Ausdrücken, No. 2 spricht sich über Akt I. und II. aus oben bezeichnetem Grunde nicht aus. Keine einzige dieser Zeugenaussagen stellt den Verticalsturz als Akt I. in Abrede; keine einzige sagt positiv aus, dass schon von oben die Massen in die Luft hinausgeflogen wären, und diejenigen, welche von „überwerfen“, „in die Luft hinausfliegen“ etc. reden (wie No. 1, No. 3, No. 12, No. 13, No. 14, No. 19), erzählen dies ausdrücklich als das was einer Verticalbewegung nachgefolgt ist, als Akt II., oder sie bezeichnen, wie No. 6 und No. 8, ohne sich über Akt I. besonders auszusprechen, doch diese Bewegung durchaus nicht ausdrücklich als den Anfang. Die Zeugen No. 1, No. 3, No. 13, No. 14, No. 20, No. 21 lassen an Bestimmtheit ihrer Aussagen nichts zu wünschen übrig und stehen mit keiner einzigen anderen Zeugenaussage im leisesten Widerspruch.

Rothpletz hat keine entgegenstehenden anderen Zeugenaussagen aufgebracht, er hat mit Ausnahme von No. 20 und 21, die in unserer Denkschrift noch nicht aufgeführt worden waren, den Wortlaut der obigen Zeugnisse acceptirt. Wie er aus denselben ableitete: „Also auch hier keine Andeutung eines vorangehenden Verticalsturzes“, welcher Satz in wenig

variirten Worten auf pag. 551 dreimal von ihm ausgerufen wird, ist unbegreiflich. ROTHPLETZ zählt in den obigen Aussagen 7 Stimmen gegen eine Verticalbewegung und nur 2 für eine solche und erlaubt sich mit No. 1 und No. 3, welche von den gebildetsten und zuverlässigsten, der Beobachtung gewohntesten Männern stammen, einfach dadurch fertig zu werden, dass er sie misskreditirt!

## Akt II. Der Steinwurf.

### a. Die Zeugenaussagen.

Nach unsern allgemeinen Erörterungen über die Bewegung von Trümmerströmen ist es einleuchtend, dass der Felssturz, da er auf die theils aus Schutt, theils aus Fels bestehende, etwa 200 m über dem Unterthalboden gelegene Terrasse unter dem Plattenberg aufschlug, von diesem Gesimse in die Luft hinaus abgelenkt werden musste. An lebendiger Kraft zu diesem Sprunge fehlte es nun nach einigen hundert Metern Sturz nicht mehr. Dieser Akt II. hat begreiflicherweise den überwältigendsten Eindruck auf die Augenzeugen ausgeübt. In der folgenden Wiedergabe ihrer Worte fahren wir bei den schon über Akt I. vernommenen Zeugen dem Worte nach genau anschliessend fort und nennen die Standpunkte nur bei den neu aufzuführenden.

No. 1. „und dann (sah ich die Masse) von der Sohle „des Plattenbergs an horizontal hervorquellen, indem der untere „weiter vorstehende Theil des Berges durch den Druck des „darauf herabfallenden oberen Theils herausgedrückt und in „die Luft hinausgesprengt wurde. Ich hatte den Eindruck, die „ungeheuren Schuttmassen müssten das ganze Thal ausfüllen. „Sie schossen mit unglaublicher Schnelligkeit quer über das „Unterthal hin. Sie fuhren z. B. über das Erlenwäldchen am „Unterthalbach hinweg, so dass ich unter ihnen deutlich die „Erlen sehen konnte."

No. 3. „Darunter (d. h. unter dem Plattenbergbruch) „schoss die Gebirgsmasse wie ein Pfeil hervor und gegen den „Knollen hinüber."

No. 6. MATTHIAS RHYNER, Tagwenvogt (Gemeindebaumeister und Ingenieur), Standort Müsliweid: „beim dritten „Sturze dagegen hat es die Masse überworfen und gegen das „Thal herausgesprengt. Ich sah, wie beim Hauptsturz vom „Unterthal her voran die Dächer und hinter ihnen her die „Häuser durch die Luft geflogen kamen gegen das Alpegli „zu. ... Auch die nachstürzende Bergmasse kam durch die

„Luft, und wurde am Alpegli abgeschnellt. Ich sah unter „der Wolke durch, wie HEINRICH ELMER eine Kuh am Stricke „führte, und mit ihr gegen Landrath ZENTNER's Stall rannte, „um sie in Sicherheit zu bringen."

No. 8. M. RH., Standpunkt Düniberg auf der Flucht: „Zurückblickend sah ich über der Wolke noch Steine fliegen „... rings umher war alles dunkel und in Staub gehüllt."

No. 9. „ich sah eine dunkle, am Rand hellere Wolke... „Die Felsmasse selbst war verhüllt."

No. 12. „... ich sah die Felsen mit unbegreiflicher „Schnelligkeit, von der man sich kaum eine Vorstellung ma„chen kann, durch die Lüfte in's Unterthal hinüberfliegen, und „zwar so, dass der untere Rand der Masse mir höher zu liegen „schien, als die Dächer des Dörfleins. Ich sah die Felsen über „des Sigristen Haus herfahren und erkannte unter der Wolke „durch die grünen Wiesen des Unterthales, soweit die Häuser „des Dorfes den Durchblick gestatteten. Die Unterthalhäuser „wurden zersplittert durch die Lüfte getragen."

No. 13. „Wie eine ungeheure schwarze Lauine flog (nach „dem Sturz „zur Tiefe") der in Staub aufgelöste Berg mit „rasender Schnelligkeit durch die Luft, unter der Lauine ver„hüllte sich Alles, ich habe nichts mehr gesehen als Rauch..."

No. 14. „Mir schien es, die Masse habe sich in der Luft überworfen. Sofort bildete sich eine ungeheure russschwarze „Wolke."

No. 15. „... ich sah die Wohnungen im Unterthal Haus „um Haus erst auseinanderfahren, umstürzen, fortgleiten, wie „geblasen und nachher die Wolke sich pfeilschnell darüber „ausbreiten, soweit der Thalgrund reichte. Alles Weitere ver„hüllte sie mir."

No. 19. „Die Bewegung der Felsmassen sei nicht ein „Rutschen und Rollen, sondern ein „Fliegen des Gesteins" ge„wesen, „hausgrosse Felsstücke habe man durch die Luft „einhersausen und erst beim Anprall am Boden zerschellen „sehen." Die Masse habe ausgesehen und sich bewegt, „wie „der Rauch einer Locomotive, nur dunkler".

No. 22. OSWALD SCHNEIDER, Knecht, 23 Jahr alt (in der Denkschrift noch nicht enthaltem), Standpunkt Runse westlich neben den Alpegligaden: „Die Schuttmasse wurde bis auf „3 Fuss gegen uns herzugeschlagen, Steine flogen zudem „über uns hinweg von einer Grösse, dass man sie kaum auf „einem Karren führen könnte und der Staub drang uns er„stickend in Mund und Nase."

### b. Die Resultate aus den Zeugenaussagen über Akt II.

Der freie Sprung der Felsen vom Plattenberg quer über das Unterthal, der durch diese Zeugen festgestellt wird, ist von keiner Seite angezweifalt worden. Einige Erscheinungen desselben bedürfen indessen besonderer Hervorhebung.

1. Wie bei einem durch ein Felsgesimse hinausgeworfenen Wasserfall die untere Grenze des Wassers ziemlich scharf wird, oben aber die Tropfen weit auseinander spritzen, so war dies auch bei diesem Felstrümmerflug der Fall. Die Staubwolke wirbelte vorwärts in die Breite und Höhe (No. 1, 13, 15), einzelne Steinschwärme flogen in hohen Bogen hinaus (No. 8 und 22), unter dem fliegenden Schutt aber konnte man während eines Momentes noch Häuser, Bäume, Menschen, Vieh mit aller Bestimmtheit unterscheiden (No. 1, 6, 12). Denjenigen Zeugen, welche von erhöhter Position beobachteten (No. 13, 14, 15), verhüllte die Staubwolke, die sich viel höher und weiter ausbreitete und wie der Rauch einer Locomotive bewegte, die „Steinwolke“ und was unter derselben vorging. Solche Beobachter sahen aber, dass in der Schutt- und Staublauine plötzlich eine heftige Bewegung horizontal von der Bergwand herauskam, was für sie den Schein hervorbrachte, als habe die stürzende Bergrinde sich mitten im Fall — nicht wie ROTHPLETZ meint zu Beginn desselben — überwerfend gedreht (No. 6, namentlich der von vorne beobachtende No. 14). Nur die tief stehenden und die Bewegung mehr oder weniger im Profil beobachtenden Zeugen konnten die Erscheinung vollständiger übersehen und die bestimmtesten Berichte liefern (No. 1, 3, 12 und auch 6), aus welchen ersichtlich ist, dass kein „Ueberwerfen“, d. h. kein Voraneilen der oberen Felsmassen, sondern ein horizontales Herausquellen vom Gesimse unter dem Plattenberg stattgefunden hat.

2. In welcher Richtung und wie weit hinaus ging der Steinflug? Darüber sagt Zeuge 1: „quer über das Unterthal hin.“ No. 3: „gegen den Knollen hinüber.“ No. 6: „gegen das Alpegli zu und wurde am Alpegli abgeschnellt.“ No. 12: „in's Unterthal hinüber.“ No. 21 sieht die Steinmasse theilweise schon bei den Unterthalstauden den Boden erreichen. Zeuge 8 und 22 sehen die Steine am Düniberg durch die Staubwolke fliegen. Ein Blick auf die Karte lehrt uns, dass alle diese Richtungsangaben genau mit der Süd-Nordlinie zusammenfallen, keine einzige lässt sich für die von ROTHPLETZ angenommenen gegen NNW. gerichteten Fluglinien interpretiren. Zeuge No. 6 hätte seiner Lage entsprechend gar nicht unter der Steinwolke durchsehen können, wenn dieselbe

gegen NNW., d. h. direct gegen ihn geflogen wäre — auch er hat den Steinflug in schiefer Profilansicht beschrieben; desgleichen Zeuge 21. Alle diese Zeugen lassen die Felsmassen am Alpegli, im nördlichen oder sogar im mittleren Theil des Unterthales, an der Ecke unter dem Knollen, am Düniberg, also gerade nördlich gegenüber der Ausbruchsnische und dem Plattenberg den Boden erreichen, kein einziger erst in der Nähe des Müsli, des Sernfflusses oder des Eschen, wie Rothpletz dies behauptet und in seinen Figuren zeichnet. Wenn Rothpletz diejenigen Zeugen, welche nur die sofort auch thalauswärts sich verbreitende Staubwolke beobachtet haben, in derselben aber nichts unterscheiden konnten, für seine Auffassung in die Linien stellt, passt dies zu der Behandlungsweise, welche er überhaupt den Worten der Zeugen wie den meinigen angedeihen lässt. Eine detaillirte Erörterung über dergleichen lasse ich indessen als unerquicklich und wenig nützlich weg.

3. Der Steinflug muss an seinem äusseren Rande stets Streuung der Trümmer geben. Das einzige Stück Umgrenzung des Ablagerungsgebietes, wo eine solche Streuung der Trümmer stattgefunden hat, so dass vereinzelte Stücke weiter hinausgeflogen sind und in den Boden eingeschlagen haben, ist in der That die direct nördliche, dem Plattenberg gegenüberliegende Linie Düniberg, Alpegli und Knollen. (No. 8 und 22.) Hätte der Steinflug auch gegen den Sernf hinabgereicht, so müsste auch dort am Rande des Schuttes Streuung der Trümmer eingetreten sein, und zwar um so mehr, je flacher der Auffallswinkel der Trümmer war. (Seite 557, Zeile 24—26 von oben meint zwar Rothpletz, dass ein flacher Auffallswinkel weniger Streuung gebe, als ein steilerer!)

Akt II. fassen wir dahin zusammen: Die Steinmasse flog als Steinwolke von der Plattenbergterrasse an in nördlicher Richtung in die Luft hinaus und fiel im nördlichen Theil des Unterthales und am Gehänge gegen Düniberg und Alpegli nieder. Die Staubwolke aber verbreitete sich rasch viel weiter seitlich, besonders nach der freien Thalseite gegen Westen und nach oben und verhüllte die Steinwolke für viele Standpunkte. Dass die Staubwolke fortwährenden Zuwachs während Akt II. und auch Akt III. empfing, versteht sich von selbst.

## Akt III. Der Schuttstrom.

Der Untergrund, über welchen der Schuttstrom hinausfuhr, hat von dem Fusse des Tschingelberggehänges bis an seine untere Front blos 3 bis $3^1/_2$ pCt. Gefälle. In seiner Mittellinie gemessen, hat er 1400 bis 1450 m Länge. Zwischen

Unterthal und Dorf Elm misst er 400 m, vom Müsli gegen Eschen 500 m Breite. Die Oberfläche des Schuttstromes beträgt nahe an 580000 m². Er ist im Mittel 15 bis 20 m mächtig und hat einen Inhalt von ungefähr 10 000 000 m³. Genauere Messungen zur Revision dieser vorläufigen Zahlen können erst im nächsten Sommer ausgeführt werden.

Wir treten den Beweis für Akt III. an:

## I. Aussagen der Augenzeugen und deren Resultate.

Die grösstentheils schon oben angeführten Zeugen fahren nach ihren Mittheilungen über Akt II. fort wie folgt:

No. 1. „Plötzlich war's wieder ruhig geworden, der Schutt„kegel lag da, ausgebreitet über das ganze Unterthal, das Un„terdorf und Müsli bis nahe an mein Haus und blieb, wie er „war; nichts bewegte sich mehr." Lehrer Wyss hat (vergl. Denkschrift Seite 140) in dem Momente, da Akt III. begann, sich von dem offenen Fenster in seinem Hause, an welchem er, die Uhr in der Hand, beobachtend stand, weggewendet und auf die Strasse geflüchtet, so dass er Akt III. nicht näher beobachten konnte.

No. 2. „Und wie ich thalabwärts blickte, sah ich die „Häuser an der Landstrasse gegen Müsli zu sich bewegen, „wanken, auffahren, bevor die Masse da war, wie wenn eine „Kegelkugel unter die Kegel fährt oder wie wenn Jemand sie „in die Luft schüttelte. Ich sah, wie die eiserne Brücke über „den Sernf sich aufstellte und nach dem rechten Ufer überlegte. „Bei den fortgewehten Häusern nahm ich keine Menschen wahr. „Im Nu war auch die Wolke da. Sie kam rollend heran wie „der Rauch einer abgeschossenen Kanone, aber schwarz, kaum „zwei Häuser hoch."

No. 3. „... und flog vom Knollen unter gewaltigem aber „doch nicht allzu lautem Tosen, einem mächtigen Rauche gleich, „fast horizontal über das Thal."

No. 4. „... da kam Alles gegen unser Haus zu, die „Masse schien mir über den Boden hin zu rutschen. „Ich sah das Haus unsers Nachbarn Alt-Rathsherr Niklaus „Elmer und den nahe dabei befindlichen Stall über den Bo„den herfahren bis an das Mäuerlein unter unserm Haus „und hier zerschellen. Mit dem Stall sah ich zugleich zwei „Frauen gegen unser Haus zu fahren."

No. 5. I. B. auf der Flucht beim Müsli: „Da brauste „die Steinwolke unter ungeheurem Krachen und Tosen gegen „uns heran. Ich wurde vom Windzug zwei—dreimal purzel„baumartig überworfen und rasch und leicht den Abhang hin-

„aufgeschoben. Meiner Frau ging es ähnlich.
„hinter ihr schoss [1]) die Masse vorbei."

No. 6. „ . . . die nachstürzende Bergma
„Alpegli abgeschnellt. Ich sah alsdann die Escl
„Wolke verschwinden und im gleichen Augenl
„Häuser im Müsli wie Spielzeug zusammenbrecl
„kam heran als eine gewaltige rollende Wolke ol
„terliches Getöse."

No. 9. „Das Getöse hörte noch nicht au
„schwangere Wolke fuhr noch weiter durch di
„hatte gehofft, nur die Wolke, nicht das Geste
„gegangen. Ich erbleichte, als der Nebel sich
„die dunkle Masse gelagert sah bis ins Müsli l

No. 10. Alt-Präsident Zentner im Dorf:
„thal schoss der schreckliche Strom mit Blit
„Thal hinab über den Sernffluss vom Bruch weg
„Stunde weit."

No. 13. „Ich habe nichts mehr gesehen
„wie dieser sich allmählich gelichtet, die regung
„Trümmerhaufens."

No. 17. F. Rh. Standpunkt bei der Se
„kam der Sturm schon durch das Unterthal he

No. 19. Fr. E. Standort Müsli: „So schn
„eilten jetzt die Beiden hinaus (aus dem Hau
„die Strasse und die anstossende Wiese dem
„und waren eben daran, ein Mäuerchen zu
„sie, noch halb unten stehend, auch schon von
„eigenen Hauses berührt wurden. Dasselbe war
„Fusse nachgeschoben worden."

No. 21. Standpunkt auf der Strasse zwi
und eiserner Brücke gegen letztere sich zurü
beständigem Rückblicken, deponirte am 1.
nach den unmittelbaren Aufzeichnungen von Herr
Oben sah es aus wie eine Wolke, unten bei der
den angelangt war dagegen kein Nebel (Staub),
Masse ganz deutlich gerade heraus direct gegen
sehen konnte. Es war echte Bergmasse, und
in Sprüngen, nicht hüpfend, nicht dur
sondern geschoben dem Boden nachge
eine Rüfe (d. h. ein ausbrechender Wildbach).

[1]) Es sei hier bemerkt, dass in dieser wie in den
aussagen sehr oft die Bezeichnung „schiessen" in dialek
angewendet wird. Schiessen heisst nicht nur was du
sondern vielmehr noch was rasch dem Boden entlang
Maus ist durch die Stube „geschossen" für gera

ı, zu vorderst rundlich, bauchig, in ihrer Bewe-
ıig. Alles rollte darin durcheinander, wie wenn
kochender Maisbrei. Das Rauschen und Poltern
.. Ich rannte nun athemlos über die Brücke
um die Ecke des Hauses von Rudolf Rhyner
›rochene Haus der Abbildungen in der Denk-
.ehrte mich um, hielt inne, stemmte mich fest
ıs, dann wie ich um die Ecke bog schoss die
uf einen Meter Distanz an mir vorbei. Sie war
Fuss hoch. Ein einziger Sprung hatte mich
den letzten Sprüngen, die ich gemacht hatte,
h. tanzten) mir kleine vom Boden aufgehobene
Beine wie Laub, das der Wind aufwirbelt.
ıte, bewegte sich und schien zusammenzubrechen.
Händen und Füssen durch den Gartenacker bis
d war gerettet. Nirgends hatte ich Schmerzen,
.e mich getroffen. Von Luftdruck hatte ich kein
fühl. Die Ueberreste meines Hauses im Müsli
etwa 80 Schritte vom früheren Standort. Ich
e Distanz von der Stelle, an welcher ich mich
des Hauptsturzes befand, bis zu Rudolf Rhyner's
›rholt gemessen, so gut dies über den Schutt
d fand 290 bis 300 Schritte. Die Zeit meines
: ich auf 40 Sekunden.

eugenaussagen geht hervor:

ler Schutt gegen den Sernf, Eschen, Müsli etc.
al heraus in der Thalrichtung abwärts
halboden entlang kam, nicht aus hohen
No. 2, 3, 4, 6, 10, 17, 19 und endlich 21). Ein
2 beschreibt: „kaum zwei Häuser hoch“ oder
schildert, hätte namentlich vom Standpunkt
Augenzeugen aus unmöglich entstehen können,
ttmassen nicht schon am Alpegli und im
le des Unterthales den Boden dauernd
ten. Nach der Rothpletz'schen Anschauung
und 21 nicht eine Wolke oder Bergmasse rol-
len sehen, „fast horizontal“, „aus dem Thal
zwei Häuser hoch“, sondern die Wolke wäre
r Höhe am Himmel geflogen. Das gleiche gilt
n der Zeugen 10 und 17. Es ist um so auf-
Rothpletz in diesem Punkte die Aussage des
gnorirt, als er sonst jener Aussage wo sie ihm
nt grosses Gewicht — zwar nicht ohne Miss-
beilegt. Kein einziger der Zeugen be-
s der Schutt aus der Gegend des Unterthals
ı, mehrere drücken sich unklar oder so aus,

dass man die Aussage in dieser Richtung verschieden deuten könnte; bei Andern war die Beobachtung gehindert (so No. 1, 5, 9, 13). Kein einziger Zeuge aber hat in der Nähe des Sernf oder überhaupt im unteren Theile des gelagerten Schuttes denselben aus der Luft niederprasseln sehen, was ROTHPLETZ behauptet. Die unter den „anderweitigen Beobachtungen" (No. 19) angeführte Aussage: „hausgrosse Felsstücke habe man durch die Luft einher- „sausen und erst beim Anprall am Boden zerschellen sehen" kann nicht im Sinne ROTHPLETZ verwendet werden, weil wir weder den Urheber desselben, noch dessen Standpunkt kennen und selbst nicht einmal wissen, ob sie sich auf den Hauptsturz oder einen der vorangegangenen bezieht. Selbst Beobachtungen wie diejenigen des Zeugen 6 wären bei einem Hergang nach ROTHPLETZ einfach unmöglich gewesen. Ich kann noch hervorheben, dass die allgemeine Ansicht in Elm wie ich sie ausser von den Zeugen, deren Aussagen Pfarrer BUSS förmlich protokollirt hat, so oft immer wieder von Lippen von andern Augenzeugen vernommen habe, dahin geht, dass „der rauchende Schuttstrom" vom Alpegli und Unterthal her dem Boden entlang sich bewegte. Der von No. 2 angewendete, ROTHPLETZ widersprechende Vergleich mit der Kegelkugel, die unter die Kegel fährt, ist unabhängig auch noch von andern Augenzeugen gemacht worden. Die protokollirten Aussagen sind hierin, wenn auch klar genug, zum Theil doch nicht von der wünschbaren Bestimmtheit des Ausdruckes, weil diese Bewegung des Schuttstromes gar nicht in Frage stand und Niemand daran dachte, dass später behauptet werden könnte, die Massen seien durch die Luft gekommen.

2. Auf dem Rücken des Schuttstromes wirbelte dichter Staub, so dass für die meisten Beobachter der Schuttstrom in eine schwarze Schiefer-Staubwolke gehüllt war, deren wirbelnde Bewegungen beschrieben werden. Nur der am tiefsten und zugleich nächsten stehende Beobachter No. 21 konnte unter dem Staub — wahrscheinlich schneller als dieser vorrückend — den Steinstrom selbst sehen. Manche glaubten zuerst, es handle sich blos um eine Thalfahrt des Staubes dem Thalgrund entlang wie es beim Schneestaub der grossen Lawinen vorkommt und waren entsetzt, als unter der sich verziehenden Staubschicht als Kern das starre Trümmerfeld erschien. Nach No. 2 und 3, 21 und noch weiteren mir seit der Publikation der Denkschrift gewordenen Beschreibungen von Augenzeugen war das Bild folgendes: das schwarze im Laufe staubauswerfende Ungethüm von Trümmerstrom brach unten aus der grösseren höheren Staubwolke vom Akt II. auf dem Thalgrund fahrend hervor, und wurde von der etwas lang-

sameren Ausbreitung der letzteren nachher rasch wieder eingeholt.

3. Die in Akt II. an Düniberg und Alpegli geworfenen Felsmassen wurden dort von der schief entgegenstehenden Berghalde aus ihrer ursprünglichen SN.-Richtung gegen NNW. oder sogar NW. abgelenkt. No. 6 sah deutlich „die nachstürzende Bergmasse wurde am Alpegli abgeschnellt,“ No. 3 und andere lassen sie ebenfalls in Akt III. nicht vom Tschingelberg, sondern vom Knollen her gegen Müsli kommen. Sie muss also dort, wohin sie nur durch SN. gerichtete Bewegung gelangen konnte, abgelenkt worden sein, denn die Linie Knollen-Müsli geht nach NW. Die Ablenkung am Alpegli und Düniberg war der Uebergang vom Akt II., dem Steinwurf, in den Akt III., den ächten Trümmerstrom, den wir soeben unter 1 und 2 beschrieben haben.

Trotz dieser auch von Rothpletz gekannten Zeugenaussagen urtheilt derselbe bezüglich der Ablenkung Seite 552: „Von alle dem berichtet kein einziger Augenzeuge, und dieses „Moment muss daher als blosse Supposition Heim's gelten, gegen deren Richtigkeit“ er nun allerlei „zu Felde führt“, was sich auf den abgeflossenen Akt II. bezieht, aber mit der Frage der Ablenkung gar keinen Zusammenhang hat.

4. Wir können noch hinzufügen, dass auch das Getöse während dem Akt II. ein furchtbares Knallen und Donnern war, beim Schuttstrom aber mehr in ein ohrzerreissendes Knirschen und Kratzen überging, begleitet allerdings von jenem dumpfen gewaltigen Bass, wie man ihn bei einem grossen Wasserfalle [1]) hört. Mehrere Zeugen, die dem Felstrümmerstrom ganz nahe gestanden, erklären übrigens, das Getöse sei kein so ungeheuer lärmendes gewesen, wie man hätte denken sollen. Der Bergfall krachte, der Steinflug donnerte, der Schuttstrom knirschte. Die Verschiedenheit des Getöses entspricht der Verschiedenheit der Bewegung, welche Rothpletz läugnet.

Aus den Zeugenaussagen folgt in Zusammenfassung von obigen 4 Momenten, dass die am Düniberg und Alpegli aufschlagenden Felsmassen dort aus ihrer SW. Richtung westlich um ca. 40° abgelenkt als staubumhüllter und staubauswerfender Schuttstrom auf dem Thalboden gegen Sernf, Müsli und Eschen herausfuhren. Zeuge 21 beschreibt die Bewegungen im Strom ganz so wie sie auch bei Lauinen beobachtet werden, und andere, z. B. No. 3, haben mir durch Handbewegungen die Bewegungslinien der Massen, genau wie Fig. 2 u. 3 Taf. IV. darstellt, beschrieben.

---

[1]) Vergl. Albert Heim, Die Töne der Wasserfälle, Verhandl. der Schweiz. naturf. Ges., Sitzung 1873, Schaffhausen.

## II. Das Ablagerungsgebiet des Bergsturzes von Elm. (Der liegende Schuttstrom.)

### 1. Die Stromform und die Structur des Schuttstromes. (Taf. IV. Fig. 1.)

Der Schuttstrom liegt im Thale wie ein grosser, ganz mit Moränenschutt bedeckter Gletscher oder wie ein Lavastrom, der in seiner festen Gestalt noch überall die langen Zonen und Linien geordneter, der Thalform angeschmiegter Bewegung — eine Art riesenhafter Fluidalstruktur — ins Auge springen lässt. Es ist sehr bemerkenswerth, dass Form und Struktur unseres in wenigen Sekunden hingefahrenen Schuttstromes so ganz überraschend ähnlich ist den Gestalten, welche durch langsame Bewegung entstehen. In der Mittelzone ist der Schuttstrom höher aufgewölbt und besteht hier fast aus lauter Felsblöcken aller Dimensionen und fast ohne Anordnung, zwischen welchen nur hie und da weichere Erdmassen in geringer Ausdehnung liegen. Zu beiden Seiten daneben wechseln zunächst Streifen von brauner Ackererde mit Streifen von Felstrümmern ab und die Oberfläche senkt sich etwas ein. Trümmer und Ackererde durchziehen sich da in Gestalt von Schlieren, welche der Lage nach in die Flächen grösster Differentialbewegungen oder in die Bewegungsfaden oft erstaunlich regelmässig eingeordnet sind und vom Untergrund, wie an einigen Stellen deutlich zu sehen ist, schief thalabwärts und randwärts in die Höhe steigen. Diese Streifen ziehen sich in geschwungenen Linien um die ablenkende Felsecke unter Knollen herum und gehen nachher der Stromrichtung parallel weiter. Die seitherigen kleinen Abrutschungen haben sie noch nicht zu verwischen vermocht. Von stärkeren Abrutschungen ist an der Felsecke unter Knollen nichts zu beobachten. Das Gehänge sieht noch jetzt so aus wie am ersten Tage nach dem Bergsturz, nur wenige einzelne Blöcke haben sich gesenkt. Gegen die Ränder des Trümmerstromes werden die Felstrümmer spärlicher und durchschnittlich kleiner, die Schuttdicke geringer und die braune Ackererde vorherrschend. Endlich bildet sie beiderseits ausgeprägte Moränenwälle. Wo der Schuttstrom an der Ablenkungsecke unterhalb dem Knollen vorbeigeht, ist er am schmalsten, aber auch am mächtigsten und in der Mitte wie ein eingeengter Fluss convex gekrümmt. Thalabwärts verbreitet er sich wieder mehr, wird gleichzeitig niedriger und flacher und lässt in günstiger Beleuchtung von Ferne Wülste (Wellen) erkennen. Wie klar ist von oben zu übersehen, dass die Richtung der Strömung zuerst gegen Nord ging und dann ca. 40° gegen West abgelenkt wurde. Es bedürfte, um dies

zu erkennen, wahrlich der Zeugenaussagen nicht. Wie unerklärt bleibt die Wendung des Schuttstromes nach links, wenn wir die Felsen von der Bodengestaltung unabhängig durch die Luft fliegen lassen. Ich habe diese Ablenkung der Stromrichtung am Knolleneck früher auf ca. 25° angegeben. Ich hatte dabei den Richtungsunterschied der Linie, welche von der Stelle der früheren Plattenbergmagazine im Unterthal nach der Schuttstromspitze geht, mit der SN. Linie gemessen. Seit Regen den Staub vom Schuttstrom abgewaschen hat, sieht man die Bewegungsfaden des Stromes viel deutlicher und kann die Mittellinie des Stromstriches genauer erkennen, als es damals möglich war. Dieselbe ergibt in ihrem geraden Theil 40° Ablenkung und krümmt sich hernach der Thalrichtung entsprechend leicht bogenförmig wieder etwas mehr gegen Norden.

Im Ueberblick von der Höhe überwältigt das Bild der im Strömen erstarrten Masse. Man muss sich durch vorgefasste Meinungen mit Blindheit geschlagen haben, um dasselbe zu verkennen.

Rothpletz hat zwar auf mein dringendes Anrathen die Lokalität nach der Discussion in der naturforschenden Gesellschaft Zürich nochmals besucht und seine Anschauung um die Randerscheinungen des Schuttstromes einigermassen erklären zu können, etwas modificirt; allein dieses ganze Strombild vom Unterthal bis hinaus ans Ende des Schuttes lässt er doch völlig unerklärt. Nach seiner Auffassung der Massenbewegung müsste die Umrissform des Schuttes eine ganz andere geworden sein. Nehmen wir seine Abfluglinien nicht nur wie er es willkürlich gethan hat, gegen NNW., sondern auch in der Hauptrichtung gegen N., wohin die Ausbruchsnische gerichtet ist und symmetrisch auch mit etwas Streuung gegen NNO. an, so erhalten wir als der Anschauung Rothpletz entsprechende Umrissform des Schuttes eine vom wirklichen Stromumriss durchaus verschiedene und am Düniberg doppelt so hoch über den Thalboden reichende Schuttbedeckung, welche, von der Höhe des Anrisses am Tschingelberg aus gesehen, sich durch einen Kreisbogen umgrenzt darstellen würde, während zugleich eine ganz andere Anordnung von Blöcken und Ackerboden vorhanden sein müsste. Es braucht keinen Geologen, keinen Physiker, es braucht nur einen gesunden Blick, um von oben sofort den absoluten Widerspruch der Rothpletz'schen Hypothese mit der thatsächlichen Lagerung des Schuttes zu erkennen. Wie oft haben meine zahlreichen Begleiter und ich vom Tschingelberg hinab bei den verschiedensten Beleuchtungen das grossartige Phänomen der zusammenhängenden einheitlichen erstarrten Strömung bewundert. Ich habe dies Bild in Fig. 1 Taf. IV.

der Natur getreu nach auf dem Platz entworfenen Skizzen wiederzugeben versucht. Noch bessere Dienste könnte die Photographie leisten.

Nachdem wir auf das allgemeine Bild des Schuttstromes verwiesen haben, bleibt uns übrig, noch einige Details anzuführen.

Der gelagerte Schutt war gleich nach dem Bergsturz wohl 2 bis 3 cm dick mit schwarzem Schieferstaub bedeckt. Seitdem der Regen denselben allmählich abgewaschen hat, ist das Bild des Schuttstromes viel besser zu beurtheilen. An den Blöcken sieht man häufig Schrammen, welche oft hackenförmig gekrümmt sind und von den an einander drehenden Bewegungen, wie sie der Strömung des Schuttes entsprechen, herrühren mögen. Blöcke von mehreren hundert Kubikmetern Inhalt liegen zu tausenden da. Der grösste den wir gemessen haben, steigt auf ungefähr 1260 m³. Im ganzen Schuttstrome thalauswärts von der Knollenecke, wo der Schutt nur 10 bis 15 m dick liegt, findet man regelmässig auf der NW. und NNW. Seite der ganz besonders grossen Blöcke eine weiche, geknetete, rissig aufgestaute, offenbar von dem Blocke vor sich her aufgepflügte Masse brauner Ackererde. Blöcken von blos etwa hundert Kubikmetern Inhalt fehlt dieselbe oder sie kommt höchstens im untersten Theile des Schuttstromes, mehr gegen den Rand hin vor. In solchen Erdmassen im unteren Theile des Schuttstromes soll ganz verborgen eine eiserne Wasserleitung gefunden worden sein, welche im Unterthal fast einen Meter tief im Boden lag. Neben dem Unterthal, wo die Schuttmasse auf 30 bis 40 m Mächtigkeit anwächst, finden sich keine einzelnen ausgeschürften Erdmassen mehr, sondern oberflächlich, mit den Bäumen zusammen aufliegend, der Waldgrund vom obersten Abrissrande. Er war der hinterste im Sturze.

Viel grossartiger, als die Pflugwirkung einzelner besonders mächtiger Blöcke ist diejenige des gesammten Schuttstromes. Es ist schwer, durch Worte eine Vorstellung zu geben, man muss die Erscheinung selbst sehen. Wie durch einen gewaltigen Schneepflug bei Seite geschoben, umrandet der gewälzte, ausgeschürfte, mit Steinen gespickte Ackerboden den Blockstrom in breiter, welliger Masse fast ringsherum. Sein Quantum ist so gross, dass es niemals durch die blos geringe Rutschbewegung, welche Rothpletz schliesslich für den untersten Theil zugegeben hat, erklärt werden könnte. Die Ackerbodenrandwälle nehmen vom oberen nach dem unteren Theile des Schuttstromes zu. Seitlich ist die Grenze zwischen Felstrümmern und ausgepflügtem Ackergrund viel schärfer als vorn, wo die Streuung der Trümmer bei Akt II nun hingefahren ist und wo die wälzende Front-Bewegung des Felsschuttes

eine stärkere Mengung zwischen Felsschutt und Ackerboden hervorgebracht hat.

Die hier angedeuteten Pflugscharwirkungen zeigen, mit welch gewaltiger Last den Boden ausschürfend und ausfegend der Schuttstrom auf weitem Wege dem Boden entlang sich bewegt haben muss — es war eben kein Flug durch die Luft!

Im unteren Theile des Schuttstromes in der mittleren Zone finden sich häufig sonderbare, oft spitze, steil pyramidale, kegelförmige Hügel 1—5 m hoch, welche aus zerkleinertem Schiefermaterial und kleineren Schieferblöcken bestehen und meistens auf einzelnen grossen Blöcken aufsitzen. Ich habe dieselben am zweiten Tage nach dem Bergsturz und später oftmals wieder betrachtet. Sie haben durch die äusseren Einflüsse kein wesentlich anderes Ansehen bis jetzt erhalten. ROTHPLETZ meint, sie dürften sich sehr wahrscheinlich durch Wirbelwinde erklären. Ich glaube nicht, dass Jemand anders diese Erklärung bei Betrachtung der Erscheinung in der Wirklichkeit zutreffend finden wird. Zudem war keine Veranlassung zu so starken Wirbelwinden gegeben, weil die Bewegung der Massen ja ganz anders war, als ROTHPLETZ annimmt. Vielmehr lässt sich constatiren, dass auf einer dreieckigen Blockfläche eine dreiseitige solche Kleinschuttpyramide, auf einer gestreckt rechteckigen Blockfläche hingegen mehr ein Grat von solchem Materiale aufsitzt, d. h. dass überhaupt die Gestalt von derjenigen des tragenden Blockes abhängt, und die begrenzenden Pyramidenflächen durch Abrutschung entstanden sind. Diese Hügel von Kleinschutt liegen gewöhnlich gruppenweise beisammen. Kleinschutt liegt dort auch unten zwischen den grossen Blöcken. (Taf. IV. Fig. 7.) Nehmen wir an, dass stellenweise oben auf dem Trümmerstrom viel Kleinschutt sich angehäuft hatte, und dass dann die grösseren die Unterlage bildenden Blöcke seitlich etwas auseinander gewichen seien, so mussten durch Einsinken eines Theiles des Schuttes zwischen dieselben solche Erscheinungen entstehen. In der That finden sich die Kleinschutthügel auf den grossen Blöcken nur in demjenigen Gebiete, wo der Strom seinen Querschnitt verbreitert und dadurch die Unterlage des aufliegenden Kleinschuttes sich dilatirt hat. Diese Erklärung stimmt viel besser mit der Erscheinung überein, als die ROTHPLETZ'sche.

Die Dilatation bei der Verbreiterung des Schuttstromes musste am Rande eine bei Seite schiebende Bewegung zur Folge haben. Dieselbe lässt sich auch im Uebrigen noch in verschiedenen Folgen erkennen. Auf dieser Strecke sind z. B. die seitlichen Ackerbodenwälle nach aussen am steilsten abfallend, wie dies auch ROTHPLETZ bemerkt hat

(seine Fig. 10 a b und f e). Am seitlichen Rande des Schuttstromes, an der Ecke des untersten, an der Strasse stehen gebliebenen Stalles, fand man die oberen Steine der Widerlager[1]) der eisernen Brücke, und endlich sind an der gleichen Stelle etwas weiter zurück im Schutte die Reste der Brücke selbst in Gestalt von zerwürgten Fetzen von Eisenbalken, kein Stück mehr ganz — bei Gelegenheit der Herstellung der Strassenverbindung. ausgegraben worden. Diese seitliche Bewegung ist bei jedem Schneeflug zu beobachten, ROTHPLETZ kann sie nicht anders, als durch einen abenteuerlichen Flug der Brücke durch die Luft, erklären.

2. Die Anordnung der Trümmer mit ihrer Herkunft verglichen.

Es ist einleuchtend, dass nach der Hypothese ROTHPLETZ (wie auch seine gezeichneten Fluglinien Taf. IV. Fig. 8 angeben, insofern in der That ein Ueberwerfen der Felsmassen eingetreten wäre, als die aus dem höchsten Theil des Abrisses stammenden Trümmer nun am unteren Ende des Schuttstromes, die am tieferen Theil des Gehänges losgebrochenen Massen hingegen im obersten Theil des Schuttes über dem Unterthal liegen müssten, während nach unserer Auffassung gerade das Umgekehrte stattfinden wird. Ein präciseres Mittel, absolut sicher zwischen den beiden entgegenstehenden Ansichten zu richten, lässt sich nicht denken.

Das Profil des Tschingelberggehänges ist, wie Jedermann controlliren kann, folgendes:

Am Fusse der Böschung liegen grünliche eocäne Sandsteine mit Thonschiefern und kalkigen Lagen gemischt. In der Höhe des Plattenberges folgt der graphitschwarze, dunkle Thonschiefer. Gleich über dem Schieferbruch sind einige schwache Bänke grünen Sandsteines eingelagert, dann folgt Schiefer und nichts als Schiefer bis an den Abrissrand hinauf. Dort zu alleroberst liegt die glaucolithische Nummulitenkalkbank, welche auch in der Tschingelschlucht ansteht. Sie bildet die äussere Ecke des „Gelben Kopfes“ und streicht in den oberen Rand der Ausbruchsnische. Die losgebrochene Felsrinde bestand also fast ganz aus Schiefer, enthielt im untersten Theil etwas grünen Sandstein, im obersten Nummulitenkalk.

Im Schuttstrom von der Knollenecke bis an sein Ende hinab findet man nichts als Schiefer; nur zwischen Unterdorf und Müsli nahe am Schuttrande fand ich darin einige Blöcke aus grünem Sandstein

[1]) Nicht die Fundamentsteine, wie es irrthümlich in der Denkschrift heisst.

liegen. Trotz vielem Suchen ist es mir nicht gelungen, hier einen Block Nummulitenkalk zu entdecken. Im obersten Theil des Unterthales und gegen den Düniberg hinauf sind dagegen die Nummulitenkalkblöcke zum Theil von gewaltigen Dimensionen zwischen den Schiefern liegend eine ganz gewöhnliche Erscheinung!

Im vorderen Rand des Schuttstromes finden wir die Gesteine des untersten Theiles des Abrissgebietes, ausschliesslich im hintersten obersten Schuttstromtheil das Material vom oberen Rand des Abrisses. Ist diese leicht von jedem Geologen zu constatirende Thatsache nicht allein schon vernichtend für die ROTHPLETZ'sche Hypothese?

Es kommen noch weitere entsprechende Erscheinungen hinzu:

Im unteren Theile des Unterthales standen einige grosse Ahorne; der tiefere Theil des Abrissgebietes war entsprechend seiner Steilheit nur licht, der obere Theil aber dicht mit Fichten bewaldet. Die zerschundenen Ahornstämme sind, tief im Schutte eingebettet, bei der Anlage der neuen Strasse beim Müsli aufgefunden worden, auf dem Schuttstrom selbst findet man nur vereinzelte zerschundene Tannen, im hintersten Theil des Unterthales liegt in und auf den Felstrümmern die grösste Menge von Fichtenstämmen mit dem Waldboden und Schutt, welcher nur zu oberst am Berge vorhanden war.

Während die meisten Trümmer von Häusern aus dem Unterthal am Düniberggehänge oben liegen, in welcher Richtung dort wohl auch der Windstoss ging, finden wir einzelne erkennbare Stücke (ein Kreuzstock, ein zerdrückter Kasten mit Schriften etc.), welche als von Häusern im Unterthal mit Sicherheit erkannt worden sind, im Schutt beim Müsli eingebettet. Bei der ROTHPLETZ'schen Richtung der Fluglinien ist aber eine solche Fahrt nach NW., ganz schief die Fluglinien schneidend, wohl nicht denkbar.

Auch da müssen wir überall auf Strömung in westlich abgelenkter Richtung dem Boden entlang auf über 1 Kilometer Weg schliessen.

### 3. Die Erscheinungen am Düniberg und Alpegli.

(Taf. IV. Fig. 1, 4 u. besonders 5 u. 6.)

Der obere Rand der Schuttmasse zeigt hier eine sehr sonderbare Beschaffenheit. Der zusammenhängend gelagerte Schutt mit den gewaltigen Blöcken liegt in Gestalt einer Brandungswelle mit ganz scharfem Rand da, der überall verfolgt werden kann. Ganz verschieden und unabhängig davon

finden sich ausserhalb dieses scharfen Schuttwallrandes unregelmässig vertheilte Schwärme einzelner kleinerer Felsstücke, welche zerstreut, offenbar von oben, sich in den Rasenboden eingeschlagen haben. Diese letzteren, wie man an der Stelle selbst sofort erkennt, sind nicht eine Streuung des Schuttwallrandes, sondern eine andere, davon ganz verschiedene Erscheinung (Fig. 5 u. 6). Im zusammenhängenden Schutte bis in dessen Randwall hinein liegen viele Blöcke von 10, 20 bis über 100 $m^3$; unter den zerstreuten, weiter hinaus reichenden Steinen findet sich hingegen keiner von 1 $m^3$; die Mehrzahl sind nur handgross. Der grösste derselben hat unmittelbar neben dem Rande des zusammenhängenden Schuttes vorn in den Dünibergstall eingeschlagen, drei Balken gebrochen und den oberen Theil zurückgeschoben (Fig. 5). Von Windwirkung lässt sich am Dache nichts nachweisen. Ferner ist hervorzuheben, dass die zahllosen hier vorhandenen Trümmer aus dem Unterthal, bestehend in Mauern, Böden, Dächern, Treppen, Oefen, eisernen Kochherden, Hausgeräthen aller Art, ganzen Heustöcken etc. sämmtlich im Randwall des zusammenhängenden Schuttes liegen. Höchstens leichte Schindeln sind weiter hinausgeflogen. Der Randwall ist ganz gemengt mit Unterthaltrümmern. Die Beobachtungen über den vorangegangenen zweiten Bruch, wie wir sie in dem späteren Abschnitt über „Bewegung der Luft" noch mittheilen werden, machen es sehr wahrscheinlich, dass diese Gegenstände mehr durch den Schuttrand hier herauf geschoben, als durch den Wind hierher getragen worden sind. Westlich und östlich der Düniberges besteht der Randwall hie und da aus Ackererde, in welche solche Hausgeräthe aus dem Unterthal eingeknetet sind. Schaufelt man diesen Ackerboden weg, so findet man darunter nicht selten den unverletzten Rasengrund des Düniberges (Profil Fig. 6), der betreffende Ackerboden ist somit von unten herauf geschürft worden. Steigt man am Gehänge des Düniberges und Alpegli im zusammenhängenden Schutte herum, so findet man hier oft auf der oberen nördlichen, noch häufiger der nordwestlichen Seite von ganz grossen Blöcken gelben Ackergrund oder Wiesengrund in hohen Wülsten ausgeschürft oder ausgepflügt. Die gleiche Erscheinung aber mit den Ackerbodenwülsten auf der thalabwärts liegenden Seite der grossen Blöcke, kennen wir vom ebeneren Schuttstrom im Thalgrund. Diese Wülste an den Dünibergblöcken können nur durch eine am Abhang direct oder etwas gegen NW. abgelenkte aufwärts gerichtete Bewegung der Blöcke ausgeschürft worden sein.

Alle diese Erscheinungen beweisen ganz deutlich, dass der zusammenhängende, von scharfem Randwall umgrenzte Schutt von unten heraufgebrandet ist, während die einzelnen Steine

ausserhalb desselben von der Streuung der Trümmer bei Akt II. herrühren und die obere Grenze der Steinwolke angeben, welche vom Plattenberg weg in den nördlichen Theil des Unterthales und an die Gehänge von Düniberg und Alpegli niederprasselte. Das sind die Steine, welche Zeuge 8 und 22 noch über sich fliegen sahen. Zeuge 22 unterscheidet deutlich beide Erscheinungen, indem er sagt: „die Schutt masse wurde bis auf 3 Fuss gegen uns herzugeschlagen (unser „hinaufbranden"), Steine flogen zudem über uns hinweg". Beide Erscheinungen sind ganz verschieden und an Ort und Stelle sehr leicht auseinanderzuhalten. ROTHPLETZ vermischt sie nach ihrer Entstehung.

Im westlichen Theil des Gehänges stossen wir auf die steile Felsecke unter Knollen und „in den Fäden". Ich habe dieses Gehänge gleich am Tage nach dem Bergsturze gesehen und am zweiten Tage nachher erklettert. Man sah damals über die Kante weg eine Menge paralleler, wie Fusswege aussehender, thalauswärts geneigter, gegen NW. und WNW. gerichteter Streifen und Schürfe gehen, während grössere Felstrümmer hier niemals liegen geblieben sind. Auch Andere haben, unabhängig von mir, diese Schrammen von grossem Maassstabe constatirt. Die Schürfe konnten nur die Spuren der hier abgelenkten und vorbeireissenden Felsmassen sein (Zeuge 6 „am Alpegli abgeschnellt!") Am Düniberg ist ein Theil der Felstrümmer, namentlich die Nachhut des Stromes, liegen geblieben, an der Knollenecke hat der Strom nur vorbeigeschürft. Schon wenige Tage nachher wurden diese Schürfe durch Abfliessen und Abrutschen des noch zurückgebliebenen nassen Schuttes verwischt. Nachträgliche langsame Senkungen und Abrutschungen nicht nur des Schuttes, sondern auch des alten Bodens machen sich überhaupt am ganzen Alpegli-Düniberg-Gehänge mehr und mehr bemerkbar, doch haben sie die charakteristischen Schuttlagerungsgestalten, die grosse Fluidalstructur, vor diesem Winter noch nicht zu verwischen vermocht.

Am Düniberg- und Alpegli-Gehänge finden wir somit deutlich unterscheidbar in auffallend verschiedener Form a. die Spuren von Akt II., dem Steinflug, b. den Rand des hinaufgebrandeten Schuttstromes mit Beweisen für Bewegung dem Gehänge nach aufwärts, c. die Abschürfungsstreifen, welche von der Ablenkung der Bewegungsrichtung des Schuttstromes herrühren. ROTHPLETZ giebt nur a zu, b und c widersprechen ihm, b hat er wohl theilweise beobachtet, schweigt aber darüber, c hat er nicht beobachtet. Alle diese drei Momente stimmen mit unserer Anschauung genau überein.

4. Bemerkungen über die Reibung und die Abnahme der Bewegung.

In unserer Denkschrift habe ich darauf hingewiesen, dass der tiefgründige und durch lange Regen erweichte Acker- und Wiesen-Boden des ganzen Thalgrundes von Unterthal bis unter Eschen und Müsli hinab als schlüpfrige Unterlage, als „Schmiere“ für die Bewegung des Schuttstromes mitgewirkt haben müsse. Sie wurde dabei zugleich mehr und mehr ausgeschürft und zum Theil schlierenförmig in die Bewegungen des Felsschuttes eingezogen und eingeschleppt. Ob auch der comprimirten Luft in einzelnen Momenten eine ähnliche Wirkung zugeschrieben werden dürfe, ob sie stellenweise nach Akt II. tragend gewirkt habe, dies wage ich nicht anzunehmen. Ich habe früher mich dahin ausgesprochen, dass die Bewegung des Schuttstromes sehr schnell gewesen sein müsse und der Stillstand hernach rasch eingetreten sei. Ich begründe dies wie folgt:

a. Diejenigen Geschwindigkeiten, innerhalb welcher messende Versuche über die Reibung bestehen, sind durchweg klein und eng begrenzt. Man hat ferner bei Gelegenheit verschiedener Ereignisse die Wahrnehmung gemacht, dass die Reibung bei sehr grossen Geschwindigkeiten sehr rasch abnimmt und endlich ausserordentlich klein wird. Das Verhältniss, in welchem dies geschieht, ist nicht messend festgestellt. Wenn nun eine Masse auf ihrer Unterlage mit enormer Geschwindigkeit gleitet, wird die Verzögerung durch Reibung gering sein. Mit der Verzögerung der Bewegung nimmt aber die Reibung zu und damit wiederum die Verzögerung der Bewegung. So wird die Geschwindigkeit nicht gleichförmig, sondern beschleunigt a b n e h m e n und die grosse Geschwindigkeit verhältnissmässig rasch in Stillstand übergehen.

b. Von einem Augenblick zum andern wurde der schlüpfrige Ackergrund unter dem Schuttstrom immer vollständiger ausgefegt, so dass das Strommaterial den festeren, härteren, unebenen Untergrund mehr und mehr berührte, wodurch die Reibung von einem gewissen Punkte an stark zunehmen musste.

c. Mit dem Fortschreiten des Schuttstromes, d. h. mit der Grösse der ausgepflügten Fläche nahm rasch der vor diesem Pfluge sich anstauende Ackerbodenwall zu, und damit vergrösserte sich schnell ein der weiteren Bewegung entgegenstehendes Hinderniss.

d. Mit der Ausbreitung der Stromes nahm wie bei Wasser die Reibung zu, die Geschwindigkeit ab.

e. Endlich hat sich durch die geleistete mechanische Arbeit im Wegstossen der Luft, Aufpflügen des Untergrundes, Zertrümmern der Häuser, Bäume etc, Ueberwindung der inneren Reibung, Zertrümmern von Blöcken des Schuttstromes

selbst etc, abgesehen von der äusseren Reibung, die lebendige Kraft der Schuttmasse consumirt. Nicht nur die Widerstände sind gestiegen, auch die Kraft ist gefallen.

In Anbetracht dieser vielen, auf „beschleunigte Verzögerung" hinarbeitenden Momente ist es physikalisch nothwendig, nicht aber, wie ROTHPLETZ behauptet, „physikalisch schwer deutbar", wenn der in rasender Eile dahinfahrende Schuttstrom plötzlich, im bürgerlichen Sinne, d. h. sehr rasch im physikalischen Sinne zum Stillstand kommt, nicht aber langsam ausläuft. Für die Zeugen musste der Eindruck plötzlichen Stillstandes entstehenden, da 100 m oder 30 m per Secunde in der Nähe nicht vom Auge unterschieden werden können.

Zu der in der Denkschrift gegebenen Geschwindigkeitsberechnung habe ich heute nichts neues beizufügen.

### 5. Erscheinungen am Rande des Schuttstromes.

Wir haben schon dargestellt, welcher Art die Randerscheinungen am Düniberg sind. Am ganzen übrigen Rande des Schuttstromes ist die Grenze scharf. Der Schutt — sei er mehr ausgepflügte Ackererde oder mit massenhaften Blöcken durchmischt — beginnt sofort als zusammenhängende Masse, meistens sogar als steil randiger Schuttwall von mehreren Metern Höhe. Nirgends findet sich die geringste Streuung der Trümmer am Rande, kein Stein liegt ausserhalb des Wallrandes. Nur die volle Entwickelung gleitender Bewegung auf dem flachen Untergrunde vermag diese Erscheinung zu erklären. Jeder Sturz aus der Höhe nach der Hypothese ROTHPLETZ müsste eine viel stärkere Streuung auch seitlich ergeben haben. Von Bedeutung zur Beurtheilung dieser Erscheinungen sind ferner noch folgende Thatsachen:

a. Die vom Schuttstrom nicht mehr berührten, aber hart an dessen Rande stehenden Gebäude, oft unmittelbar neben den zerschlagenen stehend, sind vollständig, selbst an den Schindeldächern unverletzt geblieben, — verschont von fliegenden Steinen und auch verschont vom Luftdruck.

b. Die unmittelbar am Rande stehenden Gebäude, welche nur halb zerstört worden sind, sind alle durch den Schutt unten am Boden eingeschlagen worden, die Dächer aber sind vollständig unversehrt geblieben, nirgends finden sich Spuren von oben kommender Steinschläge.

c. Im Rande des Schuttstromes gegen die Müsliweid hin finden sich die sämmtlichen Trümmer der Müslihäuser angehäuft. Die Wände und Geräthe der tieferen Theile sind voll-

ständig zertrümmert und zermalmt, die oberen Theile aber weniger intensiv zerbrochen, die Dachstühle und Dächer lagen zum Theil noch ganz erhalten auf dem Schutte. Uebrigens haben Zeugen gesehen, wie hier die Häuser von der Schuttstromfront ergriffen und vorwärts geschoben wurden, bis sie zerschellten. Hier kann wohl der Wind, wie Zeugen sagen, die Häuser oder doch die Dächer zuerst ergriffen haben, allein offenbar hat sie der Schutt wieder eingeholt, da sonst einzelne Gebäudetrümmer auch ausser das Schuttgebiet hätten geworfen werden müssen, während nun alle Trümmer im Schuttrandwall eingebettet sind und kein Stück ausserhalb desselben lag. Wenn Zeuge 2 sagt: „wie wenn eine Kegelkugel unter die Kegel fährt", so deutet dies mehr auf Einschlagen des Schuttstromes, als auf den Wind. In gleichem Sinne redet das Zeugniss No. 21. Dies alles in Verbindung mit b. zeigt uns, dass der gleitende Schuttstrom die Häuser im Müsli unten angegriffen und ihre Trümmer mehr als 100 m nordwestlich von ihrem Standpunkte geschoben hat. Hier wie am Düniberg sind die Haustrümmer nicht von Felsblöcken eingeschlagen und bedeckt, sondern an deren Rand ausgestossen.

d. Wie den Gebäuden, so ist es den Menschen ergangen. Verwundete fehlen, es giebt nur Zermalmte oder Unverletzte. Kein Mensch ist von einem einzelnen Stein erreicht worden.

Rothpletz wird antworten, es seien dies blos Randerscheinungen, allein wie man sich mehrere Millionen Kubikmeter Fels nach freiem Flug durch die Luft auf 600 m Tiefe und 1800 m weit hinaus so rasch in eine solche gedrängte regelmässige Stromform fangen und bändigen lassen kann, ohne dass viele abseits fliegen, kann ich mir nicht vorstellen. Dazu ist erst ein entgegenstehender sammelnder Thalabhang und ein weiterer flacher Stromweg nothwendig, wie ihn die fliegenden Steine nach Akt II. getroffen haben. Die nicht eingeschlagenen unverletzten Dächer und die scharfe Begrenzung jeder Zerstörung mit dem Rande des Schuttstromes sprechen zu sehr gegen Rothpletz'sches Abfliegen, und seine spätere Annahme eines kurzen Gleitens zum Schluss des Fluges genügt absolut nicht, diesen Widerspruch zu lösen.

### 6. Schuttstrom an den Diablerets.

Schuttströme auf ziemlich flachem Thalboden gletscherförmig oder lavastromförmig aber sehr schnell hingefahren sind gewiss, obschon hier meines Wissens zum ersten Mal wissenschaftlich festgestellt, keine so seltene Erscheinung. Die einzige Bedingung für ihr Entstehen ist ein flacher Thalboden am Fusse der Abrisswand und eine bedeutende vorhergegan-

gene Sturzhöhe. Ein Fall der Art war wohl der Bergsturz der Diablerets in den Walliseralpen im September 1714. Die Umgrenzung seines gewaltigen, aus Kalkblöcken bestehenden Schuttstromes ist ganz scharf. Derselbe ruht auf einem Untergrund von 5 pCt. bis 10 pCt. Böschung und ist doppelt so lang wie der Schuttstrom von Elm, nämlich volle 3 Kilometer lang bei 250 bis 500 m Breite. An vorspringende Bergcoulissen ist er zweimal hinaufgebrandet und hat dabei zweimal starke Ablenkungen, die erste nach links, die zweite nach rechts, erfahren, so dass er an einen moränenbedeckten Gletscher erinnert, der durch ein S förmig gekrümmtes Thal sich winden muss. Vom unteren Theil des Schuttstromes sieht man das Abrissgebiet gar nicht, es ist vollständig durch die vorspringenden Bergwände gedeckt. Man muss erst weit hinaufsteigen, bis man sieht, woher der Schutt gekommen ist. Die mehr als doppelte Länge des Schuttstromes der Diablerets entspricht der mehr als doppelten Sturzhöhe vom oberen Abrissrand bei ca. 3000 m Meereshöhe bis zum oberen Anfang des Schuttstromes bei 1500 m. Dass die ROTHPLETZ'sche Hypothese hier völlig unanwendbar ist, liegt bei der Form des Schuttstromes auf der Hand. Derselbe zeigt uns aber auch, dass Strömen von Felsschutt auf flachem Boden, wenn erst durch einen genügenden Fall lebendige Kraft angesammelt und wenn die Trümmermasse im Vergleich zu den einzelnen Blökken sehr bedeutend ist, eintritt und dass Bergvorsprünge solche Bewegungen ablenken können.

---

In seinem Schlussabsatze behauptet ROTHPLETZ endlich ganz nackt, dass „die Art der Loslösung allein über Grösse und Ausdehnung“ des Ablagerungsgebietes entscheidet — Böschung, Thalform, Masse und Fallhöhe haben also dazu nach ROTHPLETZ nichts zu sagen! Es ist wohl überflüssig, diese physikalischen Begriffe näher zu beleuchten, sie beleuchten sicht selbst. ROTHPLETZ unterschiebt mir im gleichen Schlussabsatz die unsinnige Meinung: „wäre nicht zufällig der „Düniberg im Wege gestanden, so hätten die Schuttmassen „nach seiner (HEIM's) Anschauung wahrscheinlich einen ganz „anderen, nicht so verderblichen Weg genommen“. Das habe ich nirgends und niemals gedacht! Aber das wollte ich andeuten und das denke ich noch heute: Läge das Sernfthal direct gegenüber dem Tschingelberg, so wäre keine lebendige Kraft durch die Ablenkung für den Trümmerstrom verloren gegangen, so dass er dann noch weiter thalauswärts gefahren wäre. Ein Vergleich verschiedener grösserer Bergstürze

hat mir gezeigt [1]), dass die Linie vom oberen Abrissrand nach dem unteren Ende der Ablagerung im allgemeinen um so flacher wird, je grösser die auf einmal niedergebrochenen Massen, und je weniger Hindernisse in der Richtung der Thalfahrt liegen. Dieser Winkel beträgt beim grössten bekannten Bergsturz, dem vorglacialen von Flims (Graubündten), 8°, bei Goldau, wo etwas über 15 000 000 m³ die Thalfahrt angetreten haben 12°, bei den 10 000 000 m³ des Felssturzes von Elm 16 bis 17°; bei nur einzelnen Trümmern wie bei Felsberg wird der Winkel zur Schutthaldenböschung von 30° und darüber. Das ist der Einfluss der Masse; andere, weniger dominirende Verhältnisse treten hinzu. Die Art der Loslösung kann aber nur von ganz untergeordneteter Bedeutung sein, weil die sich loslösenden Massen noch keine lebendige Kraft haben, und Rothpletz mit allen seinen Behauptungen ihnen keine solche einzuhauchen vermag.

## C. Zur „Bewegung der Luft“.

In unserer Denkschrift sind die Wirkungen des Windes eingehend beschrieben. Es ist sehr schwierig, theilweise unmöglich, dieselben genau festzustellen, indem oft unsicher bleibt, was der Wind und was der nachfolgende Steinschutt gethan hat. Bei früherer Gelegenheit habe ich hier schon angedeutet, dass nicht alles, was von den Zeugen dem Winde zugeschrieben wird, wirkliche Windwirkung ist, indem dieselben oft nicht sicher unterscheiden konnten, ob schon der Steinstrom eingetroffen war, oder nicht. Sehr viele Ausdrücke der Zeugen lassen im Zweifel, ob der Winddruck oder der unterfahrende Steinstrom die beobachtete Wirkung ausgeübt hat. Diese Unsicherheit findet sich schon in den Angaben über die Verheerungen der beiden ersten kleineren Stürze, welche 4, resp. 17 Minuten vor dem Hauptsturz stattfanden. Manche Zeugen sahen Dachtheile wegfliegen und hielten dieselben vielleicht für ganze Häuser, leichtere Häuser mögen auch vom Winde transportirt worden sein. Daneben aber finden wir folgende sehr bestimmte Zeugenaussagen:

No. 21. „Da erfolgte unter Gepolter der zweite Sturz, „ich stand und kehrte mich um (Mitte Unterthal-Müsli). Ich „sah wie die Wirthschaft zur Meur „unterschossen“ und „etwa 100 Schritte weit gegen den Düniberg zu fortgetragen „wurde. Sie hatte einen neuen Dachstuhl. Dieser sank in „allem Gleiten in der Masse immer tiefer und tiefer und hing

[1]) Heim, Ueber Bergstürze; Wurster & Comp., Zürich, pag. 30.

„zurück, d. h. er neigte sich mehr und mehr gegen den Tschin-„gel zu herab, weil die Masse auf jener Seite unten in's Haus „geschossen“ war. Wie es den andern Häusern erging, konnte „ich nicht erkennen.“

No. 22. Oswald Schneider, Knecht, 23 Jahre alt, Standpunkt Unterthal, mit Retten beschäftigt, sieht den zweiten Sturz kommen: „Wie wir hier waren, schlug es die Häuser „zusammen, zuerst die „Meur“ (Wirthshaus); diese wurde an „die Halde hinübergewischt, die Masse hatte das Haus „unterschossen“, und riss es mit. Der obere Theil des „Hauses wurde durch die Luft an die Halde geschleudert und „flog auseinander, der Unterbau dagegen blieb stehen und der „darum gelagerte Schutt reichte bis an die Fenster der Wirths-„stube, die sich im Erdgeschoss befand.“

Ich bin nach dem vorhandenen Beobachtungsmaterial unfähig, überall zu unterscheiden, was der Wind und was der Schutt gethan hat, aber ich bin der festen Ueberzeugung, dass der Wind nicht so viel vermochte, wie man ihm zuzuschreiben geneigt ist.

Ich hebe auch hier hervor, dass eine starke Windwirkung nur im Unterthal selbst und in der abgelenkten Stromrichtung unmittelbar an der Front des Stromes bemerkt worden ist. Auch am Alpegli und Düniberg haben nach unsern Zeugen 8 und 22 diese selbst und noch andere Personen hart am Schuttrande keinen besondern Luftdruck verspürt. Der obere Theil des Dünibergstalles ist durch einen grossen Stein zurückgeschlagen worden, Windwirkung ist dabei nicht nachzuweisen. Seitlich hart am Strom sind die leichten Heuhaufen unverweht liegen geblieben, was wohl bei Rothpletz'schem Steinflug nicht möglich gewesen wäre. Ueberlebende Menschen sind nur am vordern Rande beim Müsli und vielleicht am Düniberg weggeblasen worden, im Unterdorf war die Luftbewegung nur schwach. Sie scheint überhaupt sehr unregelmässig und nur hart am Stromrand kräftig gewesen zu sein. Vom Winde gebrochene Bäume sieht man nirgends um den Trümmerstrom herum; selbst diejenigen Bäume, bei welchen die Spitze des Schuttstromes stehen geblieben ist und an welche Steine sich angelehnt haben, sind nicht geknickt.

Das grösste Kunststück, das der Wind verübt haben soll, ist das Emporschleudern der eisernen Brücke über den Sernf.

Zeuge No. 2 sagt: „Ich sah, wie die eiserne Brücke über „den Sernf sich aufstellte und nach dem rechten (?) Ufer über-„legte.“ Die im gleichen Zeugnisse weiter oben enthaltenen Worte „bevor die Masse da war,“ beziehen sich auf die zuerst angeführten Häuser, nicht auf die Brücke, und wenn Zeuge

fortfährt „im Nu war auch die Wolke da," so weiss man nicht recht, ob er das Aufrichten der Sernfbrücke sicher vor der Ankunft des Steinstromes beobachtet hat, oder gleichzeitig. Persönlich darüber befragt, hat mir Zeuge No. 2 geantwortet, dass alles fast gleichzeitig geschehen sei und so schnell, dass er dies nicht sicher hätte unterscheiden können. Er fährt fort: „ich verspürte keinen starken Luftdruck, und mein Haus hat „nicht gezittert." Die Distanz desselben von der Brücke betrug ca. 180 m.

No. 3 sagt: „ich sah weder Menschen noch Häuser vor„weg fliegen, wie Andere es gesehen zu haben behaupten und „verspürte den Luftdruck nicht stärker als einen gewöhnlichen „Unterwind."

No. 4 im Müsli gegen Müsliweid hart am Schuttkegel sieht, dass zwei Frauen weggeblasen werden: „aber ich spürte „weder Wind noch Bewegung und der Rauch drang nicht bis „zu uns."

No. 17: „die Brücke wurde sofort umgedreht." Zeuge sieht bei der Brücke die dort Verunglückten in die Luft gehoben, einer seiner Kameraden aber hart am Stromrand noch etwas mit Koth bespritzt wird vom Winde nicht ergriffen.

No. 21: „bei den letzten Sprüngen die ich gemacht hatte" (der letzte derselben erst brachte ihn ausserhalb den Schuttstrom) „tanzten mir kleine vom Boden aufgehobene Steine um „die Beine wie Laub, das der Wind aufwirbelt — von Luft„druck hatte ich kein bestimmtes Gefühl."

Sicher ist, dass ein Windzug, welcher grosse Wirkungen zu leisten vermochte, nur unmittelbar am Stromrande vorhanden war und sehr wenig weit reichte. Einige Schritte davon entfernt spürte meistens Niemand mehr starken Wind. Nur in der Thalrichtung soll der Wind vom Bergsturz noch bis unter Matt gereicht haben.

Mir scheint es viel wahrscheinlicher, dass die Sernfbrücke an ihrem Widerlager vom Schuttpflug unterfahren und dadurch aufgerichtet und überlegt worden sei. Und zwar aus folgenden Gründen:

1. Unmittelbar neben der Brücke stand das grosse Doppelhaus, welches vom Schuttstrom unterschlagen in schiefer Lage bei Seite geschoben worden ist. Sein Dachstuhl, theils mit Schindeln, theils mit Schiefer bedeckt, ist ganz unversehrt geblieben wie man sich auch jetzt, da das Haus abgetragen ist, immer noch auf den besseren Photographien mit der Loupe überzeugen kann.

2. An der entfernteren Ecke des auf zwei Seiten noch vom Schuttrand berührten und halb eingehüllten Stalles etwas näher gegen Dorf Elm sind die Brückentrümmer zum Vorschein

gekommen. Der Stall zeigt nicht die geringste Beschädigung, sein Schindeldach ist unversehrt.

3. Die unmittelbar in diesem Gebiet befindlichen Zeugen verspürten keinen besondern Windzug, selbst Zeuge 21 nicht, dem nach seiner, auch von anderen Zeugen constatirten Stellung die eiserne Brücke hätte über den Kopf fliegen müssen unmittelbar nachdem er von derselben weggesprungen war. Er ist unverletzt geblieben.

4. Zeugen haben nur gesehen, dass die Brücke aufgerichtet und überlegt wurde, kein einziger Zeuge hat gesehen was ROTHPLETZ behauptet: „dass die Brücke vom „Wind in die Luft gehoben, zerrissen, von einem Wirbel er„fasst, erst westlich, dann südwestlich herüber geschleudert „worden“ sei. Dies sind „blosse Suppositionen!“

Es ist mir undenkbar, dass eine eiserne Brücke von 400 Zentner durch einen Wirbelwind ca. 60 m weit von einem Haus zur jenseitigen Ecke eines anderen Gebäudes geschleudert werde, ohne dass die Dächer dieser beiden Gebäude im geringsten von dem Winde beschädigt würden und ohne dass die Menschen mehr als blos einen gewöhnlichen Wind empfinden würden. Sollten nicht vor der Brücke die beiden leichten Holzgebäude geschleudert worden sein? Dass der grosse Pflug die Brücke südwestlich, also senkrecht zu seiner Strömungsrichtung bei Seite geschoben hat, ist auffallend, aber hier, wo gerade die Breite des Stromes ihr Maximum erreicht, nicht unerklärlich. Auch ein grosser Schneepflug euzeugt am Rande rein seitliche Bewegungen.

Angesichts solcher Beobachtungen scheint es mir werthlos zu sein, in Rechnung und Discussion die Möglichkeit darzuthun, dass überhaupt eine solche Brücke durch den Winddruck eines solchen Bergsturzes aufgehoben werden könnte. Das wissen wir ja schon, daran zweifeln wir ja nicht, obschon die Angriffsfläche, welche ROTHPLETZ für den Wind an der Brücke annimmt, viel zu gross ist, weil der Wind nicht senkrecht von unten kommt.

Wir haben nicht die Möglichkeit verneint, dass unter gewissen Umständen der Windstoss eines Bergsturzes diese Last heben könne, sondern wir haben die Wirklichkeit für den vorliegenden Fall auf Grund thatsächlicher Beobachtungen bestritten. Ich habe im übrigen blos noch darauf hinzuweisen, dass der Winddruck, den ROTHPLETZ zum heben der Brücke als nothwendig ausgerechnet hat, nur durch seine Hypothese der Massenbewegung an jene Stelle hin geliefert werden könnte, dass aber der niedrige Schuttstrom an dieser Stelle

unmöglich mehr über 100 m Luftgeschwindigkeit zu erzeugen vermöchte. Mit seinem „Abfliegen" der Masse vom Tschingelberg fällt auch seine Rechnung in ihrer Anwendung auf die eiserne Brücke dahin.

## D. Verschiedene Ergänzungen.

Unter die obigen Abschnitte liessen sich einige Bemerkungen und Beobachtungen nicht leicht einreihen, während sie doch von Bedeutung sind; ich lasse sie hier folgen.

1. Seite 554 oben spricht Rothpletz von „nachträglichen Rutschen," welche sich besonders im westlichen Theil von Unterthal über den Schutt des Felssturzes ausgebreitet haben sollen. Er giebt keine Beweise dafür an. Nimmt er sie an um den gekrümmten Verlauf und Umriss des grossen Felstrümmerstriches im Schuttstrom etwas besser mit seiner Abfliegetheorie in scheinbare Uebereinstimmung bringen zu können? In der That sind absolut keine nachträglichen Rutsche, welche die Felstrümmer dort bedeckt hätten, vorgekommen. Das Bild war vom ersten Moment an nach dem Bruch das ganz gleiche wie heute. Alle jene oberflächlichen, mit viel Kleinschutt und Erde gemischten Brüche sind im gleichen Momente mit dem Hauptbruch herunter gekommen wie dessen seitliche Begleiter aus dem Gebiete von Risikopf und Mooseruns, welch' letztere eigentlich erst die westliche Grenze des vorbereiteten Abrisses bildet, indem der Risikopf ein noch ausserhalb der grossen oberen Absenkung hängen gebliebener, aber ganz zerrissener, stetig sich bewegender Felsgrat ist. In die Mooseruns hinab flogen grosse Blöcke im Momente des Hauptsturzes. Der Steinregen, der nach dem Hauptsturze noch etwa zwei Wochen andauerte, liess die Trümmer westlich vom Hauptausbruch niemals bis in den Thalboden gelangen. Dorthin auf den Trümmerstrom hinab hat sich keine nachträgliche Rutschung ergossen; der an Erde reiche Schutt im westlichen Theil des Unterthales und bei Tschingelboden unten im Thalboden, den Rothpletz wie es scheint, dafür anspricht, ist ausgeschürfter Ackergrund aus Tschingelboden und Unterthal. Der Trümmerstrom hatte eben schon hier theilweise den Boden erreicht und wirkte schon hier in regelmässiger Weise als Pflugschar.

2. Rothpletz meint pag. 554, er müsse mich corrigiren, wenn ich in der für ein weiteres Publikum geschriebenen Denkschrift gesagt habe, „die Schichten und Schiefer fallen mit 30° bis 60° in den Berg hinein," während es sich hier um Schieferung handle. Ich habe schon in meinem Werke

„Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung“ Bd. II. S. 66 und 67 eingehend gezeigt, dass die Schiefer, welche in Elm gebrochen wurden, nicht Schichten, sondern Clivage oder Transversalschiefern sind. Im oberen Theil des Tschingelberges fällt in der That sehr oft die Schieferung und die Schichtung nahe, hie und da ganz zusammen, so dass die Bezeichnung „die Schichten und Schiefer“ wohl für diesen Fall correct war, da eine detaillirte Auseinandersetzung dort nicht wohl hinpasste. Besser als viel Worte wird das beigegebene Profil die hier vorhandenen Verhältnisse deutlich machen. Biegungen aller Gestalten kommen vor. Darunter sehr spitze, an welchen die Beziehungen von Schieferung und Schichtung sehr schön und klar ausgesprochen sind. Ferner steigen zwei Nummulitenbänke von 3 bis 4 m Mächtigkeit durchaus concordant zwischen den Schiefern und durch Schiefer getrennt aus der Tiefe der Tschingelschlucht auf; die eine Bank lässt sich bis an den gelben Kopf hinauf ohne Unterbruch verfolgen. Beide fallen 45 bis 55° gegen SSO. ein. Hier kann man so recht klar sehen, dass die schwarzen Schiefer wirklich gleichaltrig mit den Nummulitenkalken und keineswegs wie Vaček phantasirt, jüngere Anlagerungen an älterem Schiefer sind. Von diesen Nummulitenschichten wird auch Rothpletz zugestehen, dass es in den Tschingelberg einfallende Schichten sind. Das früher in Elm ausgebeutete Schieferlager habe ich in der fortgesetzten Streichrichtung beiderseits des ehemaligen Plattenberges ziemlich weit direct verfolgen können.

Weitere Erklärungen über die Geologie des Thalkessels von Elm mit Profilen finden sich in meinem schon angeführten Werke im Abschnitt „die Glarner-Doppelfalte.“

3. Weil man früher oftmals die Erdbeben von unterirdischen Höhleneinstürzen ableiten wollte, ist es von Interesse, die Erschütterungen zu kennen, welche Bergstürze zu erzeugen vermögen. In Elm fühlte man wohl ein Zittern des Bodens, allein schon 200 m vom Schuttstrom entfernt wird dasselbe entschieden in Abrede gestellt. Jedenfalls war es geringer als beim Bergsturz von Goldau 1806 oder bei demjenigen des Vorderglärnisch 1593. Einerseits ist es gewiss, dass eine nur mit feinsten Beobachtungsinstrumenten nachweisbare Erschütterung jeweilen viel weitere Ausdehnung erreicht haben muss, andererseits hat sich aber immer die fühlbare Erschütterung so eng lokal begrenzt gezeigt, dass sie keinen Vergleich mit den Erdbeben aushält, die oft bei sehr schwacher Erschütterung über Flächen so gross wie die ganze Schweiz fast gleichmässig fühlbar sind.

---

## 5. Ueber einige gekrümmte untersilurische Cephalopoden.

Von Herrn A. Remelé in Eberswalde.

Hierzu Tafel V.

Die folgenden Blätter haben den Zweck, erstens einen weiteren Beitrag zu der von mir aufgestellten Untergattung *Strombolituites* = *Ancistroceras* (Boll) Dewitz zu liefern, und sodann die Existenz eines neuen generischen Formenkreises darzuthun, welcher zwischen den ganz geradaxigen und den anfangs spiraligen, im Endtheil geraden Cephalopoden der Untersilurformation steht.

### I. *Strombolituites.*

In der Boll'schen Sammlung, gegenwärtig Eigenthum des städtischen Museums zu Neubrandenburg, befinden sich drei von Boll selbst als „*Lituites undulatus*" bestimmte Stücke. Obwohl ich dieselben bereits früher gesehen hatte, schien mir doch eine genauere Prüfung und Vergleichung erwünscht zu sein. Meiner Bitte, mir die erwähnten Petrefacten für einige Zeit zu schicken, hat Herr Rath Dr. med. L. Brückner zu Neubrandenburg in freundlichster Weise entsprochen.

Bei der näheren Untersuchung hat sich nun herausgestellt, dass der Speciesname „*undulatus*" nur dem Original-Exemplar von Boll's Art verbleiben kann, die beiden anderen sind specifisch davon verschieden. Aus den von Boll geschriebenen Etiketten zu dem ersteren und dem grösseren der beiden letzteren Stücke ist ersichtlich, dass der genannte Forscher diese Cephalopoden anfangs zu *Cyrtoceras* gestellt hat; dieser Genusname ist hier zuerst hingeschrieben, sodann ausgestrichen und an seine Stelle „*Lituites*" gesetzt worden. Die nämliche Auffassung hatte auch H. Dewitz in seinem ersten über die fraglichen Formen handelnden Aufsatz [1]) kundgegeben, wo allerdings die Oberflächensculptur derselben nicht richtig erkannt war.

[1]) „Doppelkammerung der silurischen Cephalopoden" in der Zeitschrift f. d. ges. Naturw. Bd. LI. (1878), pag. 295 ff.

Es scheint mir der Mühe zu lohnen, hier zunächst eine Beschreibung des Originals zu BOLL's „*Lituites undulatus*“ zu geben, weil dieses Fossil als ältester vorliegender Fund einer eigenthümlichen Cephalopodengruppe besondere Beachtung verdient und vom Autor selbst nur sehr kurz besprochen worden ist.

### 1. *Strombolituites undulatus* BOLL sp.
Taf. V. Fig. 1.

1731. *Tubulus concameratus apice inflexo*: JAC. THEOD. KLEIN, Descriptiones tubulorum marinorum, Gedani et Lipsiae, pag. 25, t. V. f. 6.
1857. *Lituites undulatus*: E. BOLL, Silur. Cephalopoden (Archiv d. Vereins der Freunde d. Naturgeschichte in Mecklenburg, 11. Jahrg.), pag. 87, t. VIII. f. 25 a–c.
1880. *Ancistroceras undulatum*: H. DEWITZ, diese Zeitschr. Bd. XXXII. pag. 387.
1881. *Strombolituites undulatus*: REMELÉ, ib. Bd. XXXIII. pag. 191.

Zuvörderst sei bemerkt, dass das Originalstück dieser Art eine im Ganzen recht mangelhaft erhaltene Versteinerung ist, so dass es einigermaassen Wunder nimmt, wenn BOLL darauf nicht allein eine neue Species gründete, sondern dieselbe ursprünglich auch als Ausgangspunkt eines besonderen generischen Kreises ansehen wollte. Das Fossil ist in BOLL's Abbildung etwas zu gross dargestellt; die gerade Länge von unten bis oben macht nur 6 cm aus. Der Durchmesser beträgt oben 31,5 mm und 52,5 mm tiefer am Kegelmantel, d. h. etwas unterhalb der Stelle, wo nach unten zu die Krümmung beginnt, 10,5 mm; daraus folgt das auch von BOLL angegebene Wachsthumsverhältniss 1 : 2,5 (genau 1 : 2,454). Am unteren abgebrochenen Ende ist der Durchmesser gleich 6 mm; der Querschnitt scheint hier noch kreisrund zu sein. Die Kammerung geht ganz bis oben hinauf. Nur annähernd lassen sich im mittleren und oberen Theil die Abstände der Scheidewände feststellen; hiernach scheint es, dass dort die Höhe einer Kammer in ihrem oberen Durchmesser oder dem Nahtlinienring beiläufig 3,5 mal enthalten ist. Unten ist dagegen auf der einen Seite das Innere theilweise freigelegt; von drei Kammern, die hier auf 8,5 mm Axenlänge vorhanden sind, ist die mittlere 3 mm hoch = genau $^1/_{3,5}$ des 10,5 mm betragenden Durchmessers des Nahtlinienkreises.[1]) Die Krümmung ist, wie BOLL's Figur 25 a dies auch richtig wiedergiebt, augenschein-

[1]) Das nämliche Verhältniss der Kammerhöhe hat auch DEWITZ (l. c. pag. 388) bei seinen ostpreussischen Exemplaren der betrachteten Art constatirt.

lich bedeutend schwächer als bei *Strombolituites Torelli* m.[1]); der gerade Arm beginnt ungefähr an der Stelle, wo der Durchmesser auf 13 oder 14 mm gewachsen ist. Der Sipho lässt sich oben gut beobachten: bei 4,3 mm Dicke ist seine Axe, entsprechend der BOLL'schen Figur 25 b, 13,5 mm von der concaven und 17 mm von der convexen Seite entfernt, so dass also diese Abstände sich wie 1 : 1,26 verhalten. Die Ringwellen stehen im oberen Theile des Stückes 3—3,5 mm voneinander ab. Die gleichverlaufenden Querstreifen sind kräftig entwickelt, allerdings bei dem vorliegenden Fossil lückenhaft erhalten und vielfach abgerieben; jedoch erkennt man, dass in seiner oberen Partie zwei solche Streifen auf der Höhe jeder Welle liegen, und im Ganzen kann man ebendaselbst deren 13 bis 14 auf 10 mm Länge zählen (bei einem Durchmesser der Röhre zwischen 30 und 25 mm). Nach unten zu werden Wülste und Streifen entsprechend gedrängter. Sehr stark eingesenkt (mehr als bei *Strombolituites Torelli*) ist der Sinus, den dieselben auf dem Rücken bilden; etwas über dem unteren abgebrochenen Ende des Stückes, wo er freilich allein noch erhalten ist, ergab die Messung eine Tiefe desselben von 4,5 mm. Dass die Ringstreifen und Wellen in der Mitte der Bauchseite einen recht deutlichen nach vorn convexen Bogen bilden, lässt die Versteinerung im gekrümmten Theil noch gut erkennen.

Das Gestein der letzteren ist ein hell gelblichgrauer, dichter Orthocerenkalk, der Fundort Usadel, auf halbem Wege der Strasse von Neubrandenburg nach Neustrelitz.

Bereits a. a. O. habe ich ein anderes Exemplar von *Strombolituites undulatus* aus einem (noch ein kleines *Asaphus*-Pygidium enthaltenden) Geschiebe von hellgrauem Orthocerenkalk erwähnt, das bei Heegermühle unweit Eberswalde gefunden wurde und dem Berliner paläontologischen Museum gehört. Das Fossil, welches in einer Länge von etwa 6½ Centimetern vorliegt, zeigt nichts mehr von dem gekrümmten Anfangstheile, dagegen ist die Oberflächensculptur vortrefflich erhalten. Wenig oberhalb des unteren abgebrochenen Endes beträgt der Durchmesser 17,5 mm, und 47 mm höher, nach der Seitenlinie des Axendreiecks des Kegels gemessen, 36 mm; also entspricht die Dickenzunahme der Proportion 1 : 2,43. Der Sipho ist unten 2 mm, oben beinahe 5 mm dick; ungefähr in der Mitte der unteren Hälfte, wo der Durchmesser der Röhre = 22 mm ist, betragen die Abstände der Siphoaxe von der Bauch- und Rückenseite resp. 9,5 und 12,5 mm und verhalten sich somit wie 1 : 1,3. Nach oben zu tritt der Sipho

---

[1]) Cfr. diese Zeitschr. Bd. XXXIII. pag. 192.

etwas näher an's Centrum heran. Die Firsten der niedrigen Ringwellen stehen oben 4 mm, unten ca. 2 mm voneinander ab. Bezüglich der starken Querstreifen wurde schon in meinem früheren Aufsatz angegeben, dass deren auf 10 mm Seitenhöhe im oberen Theil 13, im unteren 20 zu zählen sind. Regelmässig erscheinen je 2 erhabene Linien auf der Höhe eines Ringwulstes. Der nach vorn convexe Bogen auf der Bauchseite nimmt unten eine mehr stumpfwinklige Gestalt an. Die gesammte Quersculptur ist in abgeschwächter Form auch noch auf der unter der Oberschale befindlichen Schalenmembran sichtbar.

Dass die in der citirten Abbildung von J. Th. Klein dargestellte Versteinerung zu *Strombolituites undulatus* gehört, scheint mir nach der Form der Krümmung und des Conus in dieser Figur sicher zu sein; letztere lässt auch den der concaven Seite etwas genäherten Sipho erkennen. Vielleicht stammte dies Fossil aus Schweden. Der Autor, welcher überhaupt eine ganze Reihe von Cephalopoden aus schwedischen (z. Th. Oeländischen) Orthocerenkalken mittheilt, bemerkt nämlich im Text zu einem ähnlichen Petrefact, welches in Fig. 5 seiner Taf. V. mitgetheilt ist: „Fragmentum in marmore cinereo Suecico, quadrato, polito"; unmittelbar darunter heisst es bezüglich des Originals zu der hier in Betracht kommenden Fig. 6: „Simile in alio marmore; Siphunculo inter centrum et peripheriam."

Die Boll'sche Art kann immerhin als eine recht charakteristische Form der Untergattung *Strombolituites* gelten. Besonders bezeichnend ist die schwache Einbiegung gegen die Spitze hin und die grobe Streifung der Oberfläche. Auch die im Vergleich zu anderen Strombolituiten hohe Kammerung verdient beachtet zu werden.

In Figur 1 ist das Boll'sche Original seiner äusseren Gestalt nach genau wiedergegeben; die Schalenverzierung ist jedoch grösstentheils nach dem Heegermühler Stück gezeichnet worden, weil dieses dieselbe in weit vollkommenerer Erhaltung zeigt. Ueberdies giebt auch die Boll'sche Figur ein ganz unrichtiges Bild von der Oberflächensculptur.

### 2. *Strombolituites Bollii* nov. sp.
### Taf. V. Fig. 2a—c.

Das kleinste der in der Boll'schen Sammlung als „*Lituites undulatus*" bezeichneten Exemplare giebt sich eigentlich schon bei oberflächlicher Betrachtung als eine gute neue Art zu erkennen, welche ich dem leider frühzeitig verstorbenen mecklen-

burgischen Geschiebeforscher zu Ehren benenne. Allerdings war ein grosser Theil des Fossils noch im Steine versteckt; nachdem ich es herauspräparirt habe, treten seine Eigenthümlichkeiten viel deutlicher hervor. Zunächst in's Auge fallend ist die gedrungene Form, wobei die Röhre noch ein gutes Stück über den Punkt hinaus, wo ihr Durchmesser 2 cm beträgt, gekrümmt bleibt. Ausserdem wächst dieselbe schneller an, als bei der vorigen Art; genau lässt sich die Dickenzunahme wegen der Kürze des vorliegenden Restes, der zudem im oberen Theile mehrfach beschädigt ist, nicht feststellen, jedoch entspricht sie jedenfalls annähernd dem Verhältniss 1 : 2. Folgende Maasse konnten genommen werden:

| | Durchm. d. Röhre. | Durchm. d. Sipho. | Entfernung d. Siphorandes v. d. concaven Seite. | Entfernung d. Siphorandes v. d. convexen Seite. |
|---|---|---|---|---|
| 1. Am unteren Ende des Stückes . . . . . | 11 mm | 1,5 mm | 4 mm | 5,5 mm |
| 2. Nahe dem oberen Ende | 27 „ | 4 „ | 10,5 „ | 12,5 „ . |

Hiernach verhalten sich die in der Medianebene gemessenen extremen Abstände der Siphoaxe vom Umfang an der ersten Stelle wie 1 : 1,3, an der zweiten wie 1 : 1,16. Der Querschnitt ist unten wie oben kreisförmig.

Die Kammern sind niedriger als bei *Strombolituites undulatus*, ihre Höhe ist mehr als 4 mal im Durchmesser des oberen Septalrandes enthalten; dabei tritt die von Dewitz als „Doppelkammerung“ bezeichnete Eigenthümlichkeit am oberen Theil der convexen Seite deutlich hervor. Charakteristisch ist ferner eine grössere Feinheit der Schalensculptur. Auf der Mitte der Seitenflächen sind die Firsten der Ringwülste unten zwischen 1 und 1,5 mm, oben nur 2 — 2,5 mm von einander entfernt. Jeder derselben ist im Allgemeinen wiederum durch 2 aufliegende Streifen markirt. Auf 10 mm Länge sind bei 2 cm mittlerem Durchmesser etwas seitlich von der Bauchfläche im Ganzen 24 Querstreifen vorhanden. Das Knie der Wellen und Streifen nach dem Rücken zu und der Sinus derselben auf letzterem sind in deutlichster Weise ausgebildet. Der auch sonst bei diesen Formen vorhandene, nach vorn gekehrte Bogen, den jene auf der concaven oder Bauchseite beschreiben, ist bei unserer Art besonders stark entwickelt und im unteren Theile des Gehäuses auffallend winklig gestaltet (siehe Taf. V. Fig. 2a); dies zeigt sich zwar, wie zuvor bemerkt, auch bei der vorhergehenden Species, aber doch viel schwächer.

Von dem im letzten Bande dieser Zeitschrift von mir publicirten *Strombolituites Torelli* lässt sich die neue Art unschwer unterscheiden. Ersterer zeigt zunächst ein noch rasche-

res Anwachsen des Gehäuses, sowie eine etwas andere Gestalt der Krümmung, welche aufwärts nur bis zu 15 mm Durchmesser zu verfolgen ist, dabei aber ein schärfer ausgeprägtes Knie nach der Spirale hin bildet. Ferner liegt hier der Sipho nach oben zu der Bauchseite mehr genähert, indem dort, wo der Röhrendurchmesser 26 mm beträgt, der Abstand der Siphoaxe von der concaven zu dem von der convexen Seite sich wie 1 : 1,42 verhält. Vor Allem aber ist bei *Strombolituites Torelli* die Querstreifung noch sehr bedeutend feiner, so dass sie im unteren Theil des Fossils nur bei recht starker Lupenvergrösserung sich beobachten lässt; an dem trichterförmigen freien Arm zählt man bei einem mittleren Durchmesser von 23 mm schon auf 8 mm Seitenhöhe etwa 40 Streifen.

Das besprochene Fossil liegt in einem bei Weitin unweit Neubrandenburg gefundenen Geschiebe von hellgrauem Orthocerenkalk, welches mit dem Gestein des obigen Heegermühler Stückes von *Strombolituites undulatus* vollkommen übereinstimmt. Ausserdem liegt mir noch ein Fragment der nämlichen neuen Art aus einem Gerölle von gleicher Gesteinsbeschaffenheit von Eberswalde vor.

Ueber das dritte von Boll mit der Bestimmung „*Lituites undulatus*“ versehene Stück seiner Sammlung, einem hell aschgrauen Orthocerenkalk - Geschiebe von Usadel entstammend, mögen nur einige kurze Bemerkungen hier noch Platz finden. Dasselbe ist zu schlecht erhalten, als dass es in Ansehung der specifischen Merkmale eine nähere Beachtung verdiente; bemerkenswerth ist es jedoch deshalb, weil daran sich zeigt, welche bedeutenden Dimensionen die Formen der Untergattung *Strombolituites* erreichen können. Die gesammte Seitenlänge des bis oben hin gekammerten und über der Krümmung abgebrochenen Fossils beträgt ca. 13,5 cm. Der Querschnitt ist nicht kreisrund, sondern hat die Form einer Ellipse, deren grosse Axe ungefähr in die Medianebene fällt; diese ovale Form des Querschnitts ist möglicherweise durch Verdrückung senkrecht zu jener Ebene entstanden, zumal da sie unten namhaft schwächer ausgebildet ist. Am vordersten Ende ergiebt die Ergänzung des Medianschnittes einen grössten Durchmesser von 7 cm, und nahe dem unteren ist das Gehäuse noch 2,5 cm dick. Auf 63 mm Aussenlänge wächst der grösste Durchmesser von 36 bis 58 mm, also entsprechend dem Verhältniss 1:2,8. Die Kammern sind auch hier relativ niedriger als bei *Strombolituites undulatus*. Bei 38 mm Röhrendurchmesser ist der Sipho bloss 4 mm dick und bricht nur wenig excentrisch durch, so dass er kaum um 2 mm von derjenigen Seite weg, welche den Hauptsinus der Ringwellen und Streifen trägt und

folglich als die convexe anzusehen ist, aus dem Centrum gerückt erscheint. Uebrigens ist die Oberflächensculptur nur im unteren Theil, dazu noch recht mangelhaft, erhalten; man erkennt aber doch soviel, dass die Biegungen der Wülste und Querstreifen schwächer als gewöhnlich sind. Am nächsten verwandt dürfte dieses Petrefact mit *Strombolituites Barrandei* Dewitz sp. sein, in welchem Sinne sich auch Herr Dewitz selbst (diese Zeitschr. XXXII. pag. 388—389) geäussert hat.

Die Strombolituiten sind bezeichnend für unsere dem unteren Theile von Fr. Schmidt's Echinosphaeritenkalk entsprechenden Geschiebe von grauem Orthocerenkalk. Indessen scheint dieses Subgenus auch in rothem Kalk vorzukommen. Kürzlich erhielt ich von Heegermühle ein Stück von jüngerem rothen Orthocerenkalk mit einem rasch an Dicke zunehmenden gekrümmten Cephalopodenfragment, das ich nur dahin rechnen kann; das Geschiebe enthält zugleich mehrere Reste von regulären Orthoceratiten und ein Pygidium eines in dieser Art von Geröllen sehr gemeinen Asaphiden.

## II. *Rhynchorthoceras* nov. gen.

1857. *Lituites* Boll ex p., Archiv d. Vereins der Freunde d. Naturgeschichte in Mecklenburg, 11. Jahrg.
1881. *Ancistroceras* (Boll) Remelé, diese Zeitschr. Bd. XXXIII. pag. 184 u. 194.
1881. *Rhynchorthoceras* Rem., ib. pag. 480..

Schon seit einigen Jahren waren mir beim Sammeln von Geschieben mehrfach eigenthümliche *Orthoceras*-artige Formen begegnet, bei denen die rasche Dickenzunahme und eine kräftig entwickelte, mehr oder minder undulirte Querstreifung, wie sie wenigstens als aussergewöhnlich für wirkliche Orthoceratiten erscheinen mussten, zunächst in's Auge fielen. Ausserdem aber fand ich, dass bei erhaltenem unteren Ende bei diesen Fossilien stets eine, wenn auch nur schwache bogenförmige Krümmung nach der Spitze zu vorhanden war. Boll hat a. a. O. zuerst zwei derartige Cephalopoden unter den Namen „*Lituites Breynii*“ und „*Lituites Angelini*“ beschrieben. Er hielt dieselben eben für Lituiten und betrachtete sie nach ihrer Oberflächensculptur und stark conischen Form als nächste Verwandte seines oben besprochenen „*Lituites (Ancistroceras) undulatus*“, obwohl er selbst nur ein schwedisches Exemplar der zweiten vorgenannten Art vorbringt, welches eine leichte Biegung der Axe zeigte, und im Uebrigen von einem gekrümmten Ende überhaupt bei beiden nie etwas gesehen hatte. Lange

Zeit hindurch habe ich es nicht für angezeigt gehalten, die in Rede stehenden Organismen von den regulären Orthoceratiten zu trennen. Zwar kamen mehrfach neue Funde und weitere Beobachtungen hinzu, welche eine auffällige Constanz gewisser eigenthümlicher Merkmale ergaben; allein erst durch die in Fig. 3 abgebildete ausgezeichnete Versteinerung, welche im October 1880 in den Besitz der Geschiebesammlung der Forstakademie gelangte, wurde ich in bestimmterer Weise veranlasst, hier einen eigenen generischen Kreis anzunehmen. Diesem Gedanken habe ich zuerst in der März-Sitzung 1881 der deutschen geologischen Gesellschaft Ausdruck gegeben, und die bezügliche Mittheilung ist sodann im 2. Hefte des vorigen Jahrgangs dieser Zeitschrift in extenso veröffentlicht worden; es sind dort bereits die wesentlichsten generischen Merkmale der fraglichen Cephalopodenformen angegeben. Anfangs wählte ich für letztere den BOLL'schen Namen *Ancistroceras*, wurde jedoch zuerst von Herrn DAMES darauf aufmerksam gemacht, dass dies nach den Regeln der paläontologischen Systematik unzulässig war, weil BOLL jene Benennung thatsächlich nur unter die Abbildung seines *Lituites undulatus* gesetzt hatte, einer Form, die von den hier in Betracht kommenden trotz der von BOLL selbst, wie vorhin bemerkt, gemachten Annahme einer nahen Verwandtschaft unbedingt getrennt werden muss. Da dieser Autor den Namen *Ancistroceras* selbst aufgegeben hatte, so glaubte ich mir allerdings in seiner erneuten Verwendung eine gewisse Freiheit gestatten zu dürfen. Indessen muss ich auch materiell den Einwand gelten lassen, dass eine hakenförmige Krümmung des Anfangstheiles, wie sie BOLL bei der Bildung des Namens supponirt hatte, im vorliegenden Falle nicht vorhanden ist. In einer am 6. November 1881 an Herrn DAMES für die Zeitschrift der deutschen geol. Gesellschaft eingesandten Mittheilung zog ich daher die generische Bezeichnung „*Ancistroceras*" für die im Jugendzustande schwach gekrümmten Silurcephalopoden wieder ein, und brachte gleichzeitig für dieselben die Benennung „*Rhynchoceras*" oder „*Rhynchorthoceras*" (nach τὸ ῥύγχος, der Rüssel) in Vorschlag. Von diesen beiden Namen habe ich schliesslich den letzteren, welcher jedenfalls am bezeichnendsten ist, vorgezogen. Hiernach müssen die zugehörigen BOLL'schen Arten jetzt „*Rhynchorthoceras Breynii*" und „*Rhynchorthoceras Angelini*" heissen. [1])

[1]) M' COY (Synopsis of the characters of the carboniferous limestone Fossils of Ireland, Dublin 1844, pag. 9) hat für zwei unter den Orthoceratiten mitgetheilte glatte, gekrümmte Cephalopoden des irländischen Kohlenkalks beiläufig den Namen „*Campyloceras*" angewendet, indem er denselben dem Genusnamen „*Orthoceras*" einfach in Parenthese beisetzte. Diese Formen, „*Orthoceras (Campyloceras) arcuatum*

Schon in meinem früheren Aufsatz über denselben Gegenstand habe ich (pag. 195 des vorigen Bandes) darauf hingewiesen, dass ein von Herrn H. Dewitz 1879 unter dem Namen *Cyrtoceras Damesii* beschriebenes Fossil sich den beiden vorgenannten Arten anschliesst. Ende December letzten Jahres wurde mir nun ferner die prachtvolle Versteinerung, welche der Figur 4 zu Grunde liegt, von Herrn Max Bauer zu Königsberg i. Pr. freundlichst übersandt. Hiermit lernte ich einen weiteren, höchst ausgezeichneten Typus des neuen Formenkreises kennen. Endlich ward mir noch seitens des Herrn Dames ein von ihm auf Oeland gefundener Cephalopode (Fig. 5), der sich gleichfalls als eine eigenthümliche dahin gehörige Species auswies, zur Beschreibung übergeben.

Hiernach erscheint diese Gruppe silurischer Cephalopoden als eine so wohlbegründete, dass kein Grund vorliegt, länger mit der endgültigen Aufstellung der Gattungsdiagnose zu zögern. Die generischen Charaktere sind folgende:

Gehäuse gross, im Querschnitt kreisförmig und rasch an Dicke zunehmend (bei den typischen Formen etwa im Verhältniss von 1 zu 3,5 bis 4); am unteren Ende in Gestalt einer flachen Bogenlinie ohne Aufrollung gekrümmt.

---

Phil. sp." und „*Orthoceras (Campyloceras) unguis* Phil. sp.", gehören zu *Cyrtoceras* Goldfuss; die letztgenannte Art kommt nach de Koninck auch im belgischen Kohlenkalk vor (als „*Cyrtoceras unguis* de Koninck" im Atlas zu F. Roemer's Lethaea palaeozoica, Stuttgart 1876, t. 46. f. 4). Ebendasselbe gilt ferner von einem bogenförmig gekrümmten Kohlenkalk-Cephalopoden mit gekörnten Längsleisten, welchen M' Coy schon l. c. pag. 11 unter dem Namen „*Cyrtoceras tuberculatum*" beschrieben, merkwürdigerweise aber später in den „British Palaeozoic Fossils", fasc. III., Cambridge 1854, pag. 570, als „*Orthoceras (Campyloceras) Gesneri* Mart. sp." aufgeführt und besprochen hat. Es sind am letzteren Orte zwei verschiedene, schon von de Koninck (Animaux fossiles dans le terrain carbonifère de Belgique, Liège 1842 — 1844, pag. 520 — 521) getrennte Dinge zusammengefasst: ein *Orthoceras* und ein *Cyrtoceras*, welche beide von W. Martin, Petrificata Derbiensia, Wigan 1809, unter der gemeinsamen Benennung *Orthoceratites Gesneri* publicirt worden waren (ersteres auf t. 38. f. 1, letzteres ib. f. 2). Dem entsprechend hatte de Koninck in dem 1851 erschienenen Supplément zu dem vorerwähnten Werke, pag. 707, das zweite der fraglichen Fossilien bereits *Cyrtoceras Gesneri* Mart. benannt und dabei auch (pag. 708) auf dessen Identität mit M'Coy's *Cyrtoceras tuberculatum* hingewiesen, während letzterer Autor in seinen „Palaeozoic Fossils" dasselbe als die gebogene Jugendform des eigentlichen *Orthoceras Gesneri* Mart. angesehen hat.

Der Name *Campyloceras* ist einfach zu cassiren, und die Formen, auf welche derselbe angewendet worden ist, haben mit *Rhynchorthoceras* nichts Anderes gemein, als dass sie eben auch zu den gekrümmten Cephalopoden gehören. Damit sei zugleich auch die kurze Bemerkung richtig gestellt, welche ich bezüglich jenes Namens in dieser Zeitschrift Bd. XXXIII. pag. 480 gemacht habe.

Luftkammern zahlreich, relativ niedrig, mit uhrglasförmigen Scheidewänden, deren Nahtlinien gerade herumlaufen; Wohnkammer eine beträchtliche Höhe erreichend. Sipho in der Regel zwischen Centrum und convexer Seite durchbrechend, jedoch auch central. Oberfläche mit starken welligen Querstreifen, welche auf den Seitenflächen nach hinten, auf der convexen gleichwie der concaven Seite nach vorn mehr oder weniger eingebogen sind.

Es unterliegt keinem Zweifel, dass diese *Rhynchorthoceras*-Formen eine sehr interessante Uebergangsstufe zwischen den regulären Orthoceren und den perfecten Lituiten bilden, und dass dieser Uebergang gewissermaassen vermittelt wird durch die Untergattung *Strombolituites*. Die Richtigkeit der letzteren Auffassung wird allein schon durch das rasche Anwachsen des Conus bewiesen, welches im Ganzen viel schneller als bei irgend einem der bisher beobachteten Orthoceren geschieht, freilich auch hinter dem Grad der Dickenzunahme aller bekannten Strombolituiten noch erheblich zurückbleibt. Die Ansicht, welche ich mir zuerst gebildet hatte (cfr. Bd. XXXIII. pag. 480), ging dahin, dass *Rhynchorthoceras* füglich als ein Subgenus der Orthoceratiten aufgefasst werden könne. Indessen haben bedeutende Paläontologen sich dahin mir gegenüber ausgesprochen, dass wohl eine noch nähere Beziehung zu den Lituiten vorhanden sei, und ich halte es jetzt hinsichtlich der genaueren systematischen Stellung dieser Schalthiere für angemessener, dieselben vor der Hand schlechtweg als eine neue Gattung hinzustellen. Wenn ich sie eher den Orthoceratiten, als den Lituiten, anzureihen geneigt war, so waren dafür folgende Gründe maassgebend. Betrachtet man dieselben als nächste Verwandte der perfecten Lituiten (ein Vergleich mit den imperfecten ist natürlich ausgeschlossen), so kann man sich dabei nur auf die Schalensculptur stützen. Allein bei *Rhynchorthoceras* fehlen die Ringwellen an der Oberfläche, und namentlich fehlt der tiefe Sinus der Quersculptur auf der convexen Seite, der bei den Lituiten eben als eine nothwendige Folge der Aufrollung im Anfangstheil des Gehäuses angesehen werden muss; im Gegentheil sind die Ringstreifen bei dem neuen Genus auf der sogen. Rückenseite nach vorn mehr oder weniger deutlich erhoben. Ferner bricht der Sipho bei den perfecten Lituiten mit Einschluss von *Strombolituites*, soweit bis heute nachgewiesen ist, stets zwischen Centrum und concaver Seite durch, während derselbe bei *Rhynchorthoceras* noch nicht in einer solchen Lage beobachtet wurde und bei den typischen Arten dieser Gattung gerade umgekehrt der convexen Seite näher liegt. Andererseits aber leugne ich nicht, dass einzelne Charaktere, selbst abgesehen von der Krümmung

im Jugendzustande, an die perfecten Lituiten erinnern. In dieser Beziehung kann zunächst das Vorhandensein einer undulirten Schalenverzierung überhaupt hervorgehoben werden. Freilich sind die von den Querstreifen beschriebenen Wellenlinien z. Th. (wie u. a. bei der in Fig. 3 dargestellten Art) sehr flach; zugleich mit dem Rückensinus fehlt auch das aufwärts gerichtete Knie der Streifen zwischen Rücken und Seitenflächen, allein wenigstens verlaufen sie im mittleren Theil der letzteren ähnlich wie bei jenen Lituiten. Dagegen ist wieder die besondere Form dieser Riefen eine andere, als sie bei den Lituiten beobachtet wird. Während dieselben hier als feinere oder gröbere erhabene Linien erscheinen, die, von vorn wie von hinten betrachtet, ungefähr gleich aussehen, haben sie bei allen bisher mir bekannt gewordenen *Rhynchorthoceras*-Arten die Gestalt von kantigen Erhebungen, die nach vorn steil, nach hinten mehr oder weniger flach abfallen. Weiterhin aber verdient noch bemerkt zu werden, dass bei den Formen dieser Gattung, wenn die obere Schale fehlt, z. Th. wenigstens eine Andeutung von etwas schräg verlaufenden, stellenweise über die Kammerwandnähte hinweggehenden Ringwülsten sich zeigt, wie solche den perfecten Lituiten eigenthümlich sind; am deutlichsten wohl ist dieses, allerdings immer nur schwach ausgeprägte Merkmal bei *Rhynchorthoceras Damesii* Dewitz sp. wahrzunehmen.

Was den geologischen Horizont anbelangt, in dem das neue Genus auftritt, so gehört dasselbe in das Niveau des Orthocerenkalks und scheint dessen Grenzen nicht zu überschreiten; die bisherigen Beobachtungen sprechen dafür, dass es auf den oberen Theil dieses untersilurischen Schichtensystems, Fr. Schmidt's Echinosphaeritenkalk, beschränkt sei. Merkwürdig ist, dass weder die schwedischen, noch die russischen Autoren dahin gehörige Cephalopoden als etwas Eigenthümliches beschrieben haben. Dass dergleichen Reste sowohl in Schweden als in Ehstland schon öfter gefunden worden sind, kann wohl als gewiss gelten; wahrscheinlich sind sie dann bisher bei ungenügender Erhaltung als Fragmente von Orthoceratiten angesehen worden.

Im Folgenden sind die mir bis heute zu Gesicht gekommenen *Rhynchorthoceras*-Formen aufgeführt. Ueber einige der in Geschieben nachgewiesenen Arten behalte ich mir vor, an einem andern Orte Ausführlicheres mitzutheilen. Bemerken will ich noch, dass die fraglichen Fossilien meist in kleineren Bruchstücken gefunden werden, und dass die Wohnkammer nur selten beobachtet wird. Die generische Bestimmung ist in jenen Fällen meist eine leichte Sache, während die specifische Trennung oft recht schwierig ist.

1. *Rhynchorthoceras Breynii* BOLL sp.

1857. *Lituites Breynii:* BOLL, l. c. pag. 88, t. IV. f. 10 a u b.
1881. *Ancistroceras Breynii* (BOLL) ex. p.: REMELÉ, diese Zeitschr. Bd. XXXIII. pag. 194.

Die citirte Abbildung stellt ein 115 mm langes Fragment dar, dem die gebogene Spitze fehlt (der Durchmesser hat unten noch 13 mm); Wachsthumsverhältniss des Conus 1 : 3,5; Verhältniss des kleinsten und grössten Abstandes der Siphoaxe von der Peripherie eines Querschnittes 1 : 1,42 (nach f. 10 b, wo der Sipho bei 47 mm Röhrendurchmesser nahe an 7 mm dick erscheint); Kammerhöhe zwischen 4- und 5 mal im mittleren Durchmesser der Kammern enthalten. Als besonders charakteristisch ist die, auch nach unten hin vorhaltende, starke Einsenkung der Ringstreifen auf den Seitenflächen anzusehen.

Leider ist das Original zu BOLL's Figuren nicht aufzufinden gewesen. In seiner Sammlung befindet sich nur ein einziges von ihm selbst als „*Lituites Breynii*“ bezeichnetes Stück; es ist dies jedoch ein schlecht erhaltener und unbestimmbarer *Orthoceras*-Steinkern in typischem, von Beyrichien (darunter *Beyrichia tuberculata*) erfülltem Beyrichienkalk. Auch die BRÜCKNER'sche Collection zu Neubrandenburg enthält nichts derartiges. Andererseits wurde mir von Herrn Landbaumeister KOCH zu Güstrow, auf dessen Sammlung BOLL l. c. neben der seinigen hingewiesen hat, die Mittheilung gemacht, dass er seine Silurpetrefacten schon vor längerer Zeit an das v. MALTZAN'sche Museum in Waren abgegeben habe. In diesem ist aber von Herrn C. STRUCK, ferner in den Geschiebesammlungen zu Neustrelitz und zu Rostock von den Herren G. GŒTZ und E. GEINITZ vergeblich nach dem vermissten Stücke gesucht worden; für die aufgewandte Mühe spreche ich den genannten Herren meinen besten Dank aus. Indessen befinden sich in der ehemaligen GÖRNER'schen Sammlung zu Neustrelitz 2 andere, von BOLL's Hand mit der Bezeichnung „*Lituites Breynii*“ versehene Exemplare, welche Herr Ober-Medizinalrath Dr. GŒTZ mir gütigst übersandt hat. Das eine derselben, aus einem hell gelblichgrauen, ziemlich mürben Kalk bestehend, ist bei etwa 5 cm Länge oben 4 cm dick; es zeigt zwar eine Undulation der Querstreifen wie in BOLL's Originalfigur, jedoch stehen dieselben, speciell im dickeren Theile des Gehäuses, näher beisammen, und ausserdem ist dieses Fragment viel weniger conisch. Dagegen scheint mir das zweite jener Stücke (aus einem dunkleren aschgrauen Kalke) mit der von BOLL l. c. beschriebenen Form in der That übereinzustimmen. Die Dickenzunahme scheint dieselbe zu sein, leider ist sie nicht genau zu messen, weil das nur 43 mm lange Fossil auf der einen Seite über die Mitte

hinaus angeschliffen ist; namentlich aber entspricht die Schalensculptur der BOLL'schen Abbildung (f. 10 a). Vom unteren Ende bis nahe dem oberen, wo der Durchmesser zu annähernd 3 cm abgeschätzt werden kann, liegen auf 36 mm Länge 29 wellig gekrümmte Ringstreifen, welche genau wie in obiger Figur laufen. Das Fragment ist hauptsächlich als Steinkern erhalten; an einer kleinen Stelle, wo die Oberschale unversehrt ist, sieht man noch besonders deutlich, wie die Streifen steil nach vorn und sehr flach nach hinten einfallen. Ferner glaube ich u. a. auch einen zu Eberswalde in grauem Kalk gefundenen *Rhynchorthoceras*-Rest mit stark gebogenen Querstreifen der nämlichen Art zurechnen zu müssen.

Nach sorgfältiger Vergleichung bin ich genöthigt, das nachstehend als *Rhynchorthoceras Beyrichii* beschriebene Cephalopod von *Rh. Breynii* specifisch abzutrennen. BOLL hatte seine Art ursprünglich für einen Orthoceratiten gehalten und auf der citirten Tafel mit den Namen „*Orthoceras hospes*“ bezeichnet. Er hielt sie für identisch mit BREYN's 4ter Orthoceren-Species, und in demselben Sinne habe ich mich hiernach auch im vorigen Bande dieser Zeitschr. pag. 194 bezüglich der folgenden Form geäussert, welche ich damals mit der BOLL'schen zusammenfasste; die genauere Untersuchung hat in der That ergeben, dass dieses vor 150 Jahren von BREYN beschriebene Fossil, wie unten angegeben wird, mit *Rhynchorthoceras Beyrichii* vereinigt werden muss. Ferner hat BOLL die Ansicht ausgesprochen, dass sein *Lituites Breynii* gleich sei der in QUENSTEDT's „Cephalopoden“ unter dem Namen „*Orthoceratites laevis* FLEMMING“ mitgetheilten Form aus einem bei Sorau gefundenen Geschiebe von grauem Orthocerenkalk. Offenbar ist die Figur bei QUENSTEDT nach einem keinen Bruchstück gezeichnet und die Spitze willkürlich ergänzt; man kann jedoch aus derselben, wenn man ihren oberen Theil mit der BOLL'schen Abbildung vergleicht, auf eine schlankere Form schliessen, die mehr zu dem unten beschriebenen *Rhynchorthoceras Oelandicum* passt. Damit ist auch die von QUENSTEDT im zugehörigen Textband (pag. 43) gemachte Angabe eines „centralen“ Sipho eher in Einklang zu bringen, weil letzterer bei der vorgenannten Oeländischen Art eine nur mässig excentrische Lage besitzt.

### 2. *Rhynchorthoceras Beyrichii* nov. sp.

Taf. V. Fig. 3 a und b.

1732. *Orthoceratites*, IV. Species: J. PH. BREYN, Dissertatio Physica de Polythalamiis, pag. 33, t. IV. f. 1—3.

1881. *Ancistroceras Breynii* (BOLL) ex. p.: REMELÉ, diese Zeitschr. Bd. XXXIII. pag. 194.

Von dieser ausgezeichneten Art, welche ich nach Herrn Geh. Rath Beyrich benenne, liegt bloss das in der Figur verkleinert abgebildete Exemplar aus einem hellgrauen Orthocerenkalk-Geschiebe von Stettin vor. Die Gesammtlänge beträgt 192 mm, die Länge des gekammerten Theils bis zu der 4 mm dicken Spitze 152 mm mit ca. 40 Kammern, so dass also durchschnittlich eine Luftkammer auf 3,8 mm Seitenlänge des Conus kommt. Der Wachsthumsquotient oberhalb der Krümmung bis zur Wohnkammer ist $^1/_{3,6}$; dagegen ist die Dickenzunahme im gekrümmten Anfangstheile eine namhaft raschere, andererseits aber eine weit langsamere an der auf 4 cm Länge erhaltenen Wohnkammer. Der Sipho, welcher an der Wohnkammer 6 mm und $5^1/_2$ cm tiefer 3,8 mm dick ist, liegt stark excentrisch (Fig. 3 a), die Entfernungen seiner Axe von der convexen und der concaven Seite verhalten sich wie 1 : 1,52. Die Ringstreifen, welche ganz das für die Gattung charakteristische Relief (vgl. pag. 126) zeigen, sind kräftig und zahlreich. An der Wohnkammer zählt man deren ca. 28, = 7 auf 10 mm Länge; unten stehen sie jedoch viel gedrängter, so dass z. B. von einem 3 cm über dem unteren Ende liegenden Punkte aus auf 30 mm Seitenhöhe nach oben zu 34 Streifen kommen. Im Ganzen genommen vergrössern sich ihre Abstände von unten nach oben progressiv und sehr allmählich, allein doch nicht ganz gleichmässig; so liegt im tieferen Theil der Wohnkammer eine Zone mit gedrängteren Riefen, während dieselben umgekehrt in der zunächst darunter sich anschliessenden gekammerten Region selbst noch etwas weiter, als auf der Wohnkammer, von einander abstehen. Bemerkenswerth sind die schwachen, nach unten zu sogar beinahe verschwindenden Biegungen dieser Querstreifen. Ueber die convexe Seite gehen letztere wesentlich gerade hinweg, nur an einem schon oberhalb der Mitte gelegenen Theile des Fossils sieht man hier eine ganz flache Erhebung derselben gegen die Mündung hin; auf den Seitenflächen bilden sie einen deutlicheren nach vorne, und auf der concaven Seite einen noch deutlicheren nach hinten geöffneten Bogen, der aufwärts an Höhe zunimmt.

Wie schon zuvor bemerkt wurde, habe ich diese Art anfänglich mit der vorhergehenden vereinigt, der sie in der That auch sehr nahe steht. Was die Unterschiede zwischen denselben anbelangt, so sind vor Allem bei *Rhynchorthoceras Beyrichii* die Querstreifen viel weniger undulirt, sodann auch an gleich dicken Stellen des Gehäuses stärker und namhaft dichter gestellt. Ueberdies ist die Kammerhöhe bei der Boll'schen Species erheblich grösser: in der Originalfigur der letzteren, deren oberes Ende noch zum gekammerten Theil gehört und

einen Durchmesser der Röhre von reichlich $4\frac{1}{2}$ cm aufweist, sind von dort auf 42 mm Seitenlänge abwärts 5 und auf 58 mm 7 Kammern eingetragen, während bei dem vorstehend besprochenen Stettiner Petrefact vom hinteren Rande der Wohnkammer ab, wo der Durchmesser 48 mm beträgt, schon auf 42 mm Länge 7 Kammern kommen.

Dass Breyn's l. c. dargestelltes Cephalopod aus einem westpreussischem Geschiebe mit *Rhynchorthoceras Beyrichii* identisch sei, halte ich nach genauer Vergleichung seiner Figuren mit dem vorliegenden Exemplar dieser Art für ziemlich sicher. Breyn hat in seiner Hauptabbildung (f. 1) zwei der gekammerten Partie angehörige Bruchstücke combinirt, und das dünnere derselben, welches unten schon den Anfang einer Krümmung zeigt, gemäss der irrigen Annahme eines geradlinigen Verlaufs der Axe bis zur Spitze verlängert. Die Höhe des Conus ist dabei etwas zu kurz ausgefallen. Thatsächlich stimmen äussere Form, Kammerhöhe, Lage des Sipho und Querstreifung, wie der genannte Autor sie angiebt, mit den entsprechenden Merkmalen unsrer Art völlig oder wenigstens annähernd überein.

### 3. *Rhynchorthoceras Zaddachii* nov. sp. (Mascke). Taf. V. Fig. 4.

1881. *Ancistroceras* n. sp. Mascke: H. Schröder, Beiträge z. Kenntniss der in ost- und westpreussischen Diluvialgeschieben gefundenen Silurcephalopoden, i. d. Schriften der physik.-ökonom. Ges. zu Königsberg, Jahrg. XXII. pag. 60.

Die in Figur 4 verkleinert dargestellte Versteinerung von Königsberg i. Pr., welche gegenwärtig dem Mineralien-Cabinet der dortigen Universität gehört, ist eines der prachtvollsten fossilen Cephalopoden, die mir jemals aus dem Untersilur zu Gesicht gekommen sind, dabei zugleich der ausgezeichnetste Typus der neuen Gattung. Herrn Max Bauer, welcher mir dieses werthvolle Stück zur Beschreibung anvertraute, bin ich zu besonderem Danke verpflichtet, nicht minder auch Herrn H. Schröder, der sich mit demselben bereits einige Zeit beschäftigt und mir nunmehr die weitere Bearbeitung anheimgegeben hat [1]).

---

[1]) Im vorjährigen Bande dieser Zeitschrift pag. 481 habe ich über das Königsberger Petrefact nach den von Herrn Schröder l. c. gemachten Angaben mich unentschieden bezüglich der Form des gekrümmten Anfangstheils geäussert. In der That musste ich, bevor mir das Stück zu Gesicht gekommen war, an eine nähere Verwandtschaft desselben mit *Strombolituites* denken, weil es in der Schröder'schen Notiz mit „*Ancistroceras undulatum* Boll" verglichen, der Sipho als der concaven Seite genähert angegeben (während das Umgekehrte der Fall ist) und endlich noch von wellenförmigen „Querringen" an der

Von letztgenanntem Herren wurde mir Mitte Januar d. J. geschrieben, dass Hr. H. Mascke vor mehreren Jahren das Fossil als neu erkannt habe und es nach dem nunmehr verstorbenen Prof. Zaddach benennen wollte. Es scheint mir geboten zu sein, diesen beabsichtigten Speciesnamen beizubehalten. An dieser Stelle beschränke ich mich übrigens darauf, die wichtigsten Merkmale hervorzuheben; der unter der Presse befindliche 1. Theil meiner Untersuchungen über die Fauna der silurischen Diluvialgeschiebe wird eine ausführlichere Beschreibung und zugleich eine Abbildung in Originalgrösse bringen.

Die Gesammthöhe des Petrefacts beträgt nahe an 30 cm, die Länge der Wohnkammer, obschon sie vorne ringsum abgebrochen ist, 112 mm und die des gekammerten Theils bis zur Spitze 185 mm. Dabei reicht der gekrümmte Anfangstheil weiter aufwärts als bei der vorigen Art. Zugleich ist auch die Röhre ein wenig schlanker, indem die Dickenzunahme zwischen Krümmung und Wohnkammer durch die Proportion 1 : 4 ausgedrückt wird. Ferner sind die Kammern etwas niedriger als bei *Rhynchorthoceras Beyrichii:* bis 148 mm über der 4 mm dickern Spitze sind deren 44, oder im Durchschnitt eine auf 3,36 mm Aussenlänge vorhanden. An einer der obersten Luftkammern wurde bei 7 mm Durchmesser des Sipho das Verhältniss der Abstände der Siphoaxe von der convexen und der concaven Seite = 1 : 1,5 gefunden. Die ringförmigen Streifen zeigen zunächst den der Gattung überhaupt eigenthümlichen Charakter, dass sie einerseits als scharf ausgeprägte Erhebungen erscheinen, die nach vorn steil, nach hinten dagegen flach niedergehen, und dass sie andererseits wellenförmig verlaufen, auf den Seitenflächen nach unten, auf der concaven und der convexen Seite nach oben eingebogen; jedoch sind die von ihnen beschriebenen Krümmungen stärker als bei *Rhynchorthoceras Beyrichii.* Noch bezeichnender aber sind die grossen Ungleichheiten in der Entwicklung der Ringstreifen, indem namentlich auf der Wohnkammer gröber gerippte Zonen mit weit feiner gestreiften abwechseln. Besonders fein ist diese Sculptur am vordersten Ende der Wohnkammerpartie, wo auf $7\frac{1}{2}$ mm Länge sogar 18 Querstreifen liegen, während an andern Stellen auf 10 mm Länge nur 5—6 Streifen vorhanden sind. Der gekammerte

---

Oberfläche der Schale, mit denen eine starke Querstreifung parallel laufe, gesprochen war. Ebendaselbst heisst es, die Convergenz des geraden Theils sei $\frac{1}{5}$, „da die Durchmesser in einer Entfernung von 0,015 m gemessen 0,064 und 0,036 betrügen“. Wenn hier der Wachsthumsquotient zu gering angegeben ist, so scheint sich dies aus einem Versehen bei der Maassablesung zu erklären, indem für die letzte Zahl 0,026 zu setzen ist: geschieht dies, so findet man beinahe das Verhältniss 1 : 4, wie ich es beobachtet habe.

Theil zeigt unter der Oberschale einige schwache Andeutungen von flachwelligen Querwülsten, indess noch keineswegs mit den Ringwellen bei *Strombolituites* und den perfecten Lituiten überhaupt zu vergleichen. Etwas deutlicher treten ebendaselbst auf dem Steinkern schmale und sehr flache Längsriefen hervor.

Das Gestein des besprochenen Fossils ist ein hellgrauer dichter Kalk mit einzelnen winzigen Kalkspaththeilchen, der Fundort die „Neue Bleiche" bei Königsberg. Eine kleine *Orthis*, ein Schalenrest von *Leptaena* sp. und ein unbestimmbares Trilobitenbruchstück sind in diesem Geschiebe noch zu sehen.

Aus einem ganz ähnlichen dichten Orthocerenkalke von hell gelblichgrauer Farbe liegt mir durch die Freundlichkeit des Besitzers noch ein zweites Exemplar der nämlichen Art vor, welches zur Geschiebesammlung des Herrn Dewitz gehört und bei Ballethen, Kreis Darkehmen, in Ostpreussen gefunden wurde. Die Wohnkammer, welche ungefähr dieselbe Dicke wie bei dem andern Stücke hat, ist in einer Länge von 9 cm, die sich anschliessende gekammerte Partie, welcher das gekrümmte Ende fehlt, 10 cm lang erhalten. Ganz vorzüglich zeigt sich die für die Art bezeichnende Sculptur auf der Wohnkammer, deren grösster Theil noch mit der Schale versehen ist, und es tritt selbst die nach Querzonen verschieden stark ausgebildete Streifung noch auffälliger als bei dem Königsberger Exemplar hervor. So liegt im mittleren Theile des vorhandenen Wohnkammerrestes eine breite flache Einsenkung, auf welcher die Ringstreifen dermaassen gedrängt stehen, dass auf 10 mm Höhe deren etwa 30 zu zählen sind, während in der tieferen Partie desselben die Streifung so grob ist, dass die Kanten der Riefen 2 mm oder noch etwas mehr voneinander abstehen.

Die ganze Schalenverzierung der Wohnkammer ist bei dieser Art eine so charakteristische, dass sie als das beste specifische Merkmal gelten muss, welches u. a. eine durchaus mühelose Unterscheidung von *Rhynchorthoceras Beyrichii* gestattet, wohingegen bei Bruchstücken des gekammerten Theils eine sichere Trennung mindestens weit schwieriger wäre. Es lässt sich wohl voraussetzen, dass auch bei andern Arten der Gattung gerade in der Oberflächensculptur der Wohnkammer ein besonders wichtiges Kennzeichen gegeben sein würde.

### 4. *Rhynchorthoceras Damesii* Dewitz sp.

1879. *Cyrtoceras Damesii:* H. Dewitz, Beiträge z. Kenntniss der in den ostpreuss. Silurgeschieben vorkommenden Cephalopoden, i. d. Schriften der physik.-ökonom. Ges. zu Königsberg. Jahr. XX. pag. 180, t. IV. f. 8 u. 8 a.

Herr Dewitz hat mir das Original dieser Art, welche gleichfalls einen sehr typischen Vertreter des neuen Genus

ausmacht, bereitwilligst für einige Zeit überlassen. In gewissen Merkmalen stellt dieselbe sich zwischen die beiden vorhergehenden Arten. Das ganz in Kalkspath verwandelte Stück ist 6,5 cm lang und hat am unteren Ende nur 3 mm Durchmesser. Die Dickenzunahme erfolgt etwas langsamer als bei der zweiten und etwas rascher als bei der dritten der zuvor beschriebenen Formen, indem der Durchmesser der Röhre von 4 mm bis zu 20 mm sich auf 52, bei *Rhynchorthoceras Beyrichii* schon auf 45 und bei *Rhynchorthoceras Zaddachii* erst auf 56 mm Länge vergrössert. Die Form der Krümmung ist wesentlich dieselbe wie bei der letztgenannten Species und nur um ein Geringes sanfter; bei dieser gleichwie bei der Dewitz'schen Art ist der gebogene Theil länger als bei *Rhynchorthoceras Beyrichii*, wo derselbe bis hinab zu 4 mm Röhrendurchmesser jedenfalls nicht über 25 mm lang ist, während die entsprechende Länge an den beiden anderen Formen wohl auf 40 mm geschätzt werden kann. Genaue Maasse lassen sich hierüber natürlich nicht angeben. Von unten ab (also mit 3 mm Durchmesser anfangend) sind bei dem gegenwärtig betrachteten Fossil auf 61 mm Seitenhöhe 26 Kammern zu zählen; dagegen kommen auf die nämliche Länge von der jedesmal 4 mm dicken Spitze aus bei *Rhynchorthoceras Beyrichii* 22 und bei *Rhynchorthoceras Zaddachii* 29 Kammern. Etwa 1 cm unter dem oberen abgebrochenen Ende des Stückes sind die Axenabstände des relativ dünnen Sipho von der convexen und von der concaven Seite resp. 8 und 11,5 mm; dieselben verhalten sich somit wie 1 : 1,44. Ebendasselbe Verhältniss zeigt die Figur 8a bei Dewitz für einen etwas tiefer gelegenen Punkt der Röhre (7 : 10 = 1 : 1,43).

Die bezeichnendste Eigenthümlichkeit der in Rede stehenden Art liegt im Charakter der Oberflächenverzierung. Von dort aus, wo der Durchmesser gleich $5^1/_2$ mm ist, sind nach oben hin auf 42 mm Länge nur 21 Ringstreifen in etwas variablen Abständen vorhanden, deren Verlauf von der der Kammerwandlinien merklich abweicht. Diese Riefen haben die Form sehr niedriger Erhebungen, welche bloss nach vorn einen stärkeren Abfall zeigen, nach hinten dagegen mit höchst flacher, fast unmerklicher Neigung sich einsenken. Die Querstreifen sind zugleich kaum gebogen. Unter der Oberschale sind in etwas schräger Richtung schwache, ein wenig undulirende Ringwülste angedeutet, was einigermaassen an die perfecten Lituiten erinnert. Die Dewitz'sche Abbildung lässt dies nicht erkennen.

Das der Art zu Grunde liegende Fossil wurde in einem Geschiebe von hellgrauem Orthocerenkalk am Ufer der Angerapp bei Nemmersdorf in Ostpreussen gefunden, zusammen mit einem Fragment von *Orthoceras* cf. *regulare* Schloth.

5. *Rhynchorthoceras Oelandicum* nov. sp.
Taf. V. Fig. 5.

Cf. *Orthoceratites laevis* FLEMMING bei QUENSTEDT, Cephalopoden (Tübingen 1849), pag. 43, t. I. f. 12.

Dieser neuen Art ist zwar eigentlich nur das abgebildete, von Herrn DAMES mitgetheilte Exemplar zu Grunde gelegt; jedoch sind trotz der relativen Kleinheit des Stückes und trotz der starken Beschädigung des unteren Endes, derzufolge hier keine Krümmung wahrnehmbar ist, einige Hauptmerkmale deutlich genug ausgeprägt und hinreichend gut erhalten, um die Aufstellung einer eigenen Form der Gattung *Rhynchorthoceras* zu rechtfertigen. Geht man von dort, wo die im Querschnitt kreisförmige Röhre 11 mm dick ist, in der Seite eines Axendreiecks des Kegels 45 mm hinauf, so beträgt hier der Schalendurchmesser 20,5 mm; demnach wird die Dickenzunahme durch die Proportion 1 : 4,7 ausgedrückt. An der letzterwähnten Stelle ist der Sipho 2,5 mm dick, und in der Weise excentrisch, dass sein Rand von dem am weitesten entfernten Punkte der Peripherie 10 mm und von der entgegengesetzten Seite 8 mm absteht. Letztere muss wohl als die convexe oder Rückenseite, die gegenüberliegende als die concave betrachtet werden. Die Abstände der Siphoaxe von diesen beiden Seiten verhalten sich wie 1 : 1,22. Nur oben ist an dem wenig über $6^1/_2$ cm langen Fossil von den Kammern etwas zu sehen, deren Höhe etwa 4 mal im Durchmesser enthalten zu sein scheint. Besonders gut hat sich die Schalenverzierung erhalten, an der allein schon die Zugehörigkeit zu unserer Gattung sich zu erkennen giebt. Die Querstreifen zeigen ganz das der letzteren eigenthümliche Relief, sie gewähren das Bild einer Aufeinanderfolge kleiner schiefer Ebenen, deren sehr flache Neigungen nach hinten gewendet sind. Zugleich sind sie einander sehr genähert, vom oberen Ende abwärts auf 5 cm Länge beträgt ihre Zahl 84 oder durchschnittlich 17 auf 10 mm. Die Abstände der Riefen nehmen nach vorn sehr gleichmässig und ganz allmählich zu, wenn sie auch an ein paar Stellen sich ein wenig mehr zusammendrängen. Auf den Seitenflächen sind diese Ringstreifen deutlich nach hinten eingebogen, und erheben sich von dort stetig bis zur Mitte der Antisiphonalseite zu einem aufwärts gekrümmten, im oberen Theil der Röhre etwas stärker werdenden Bogen, wobei sie zugleich auf dieser Seite am höchsten emporsteigen, wie dies z. B. auch bei *Rhynchorthoceras Beyrichii* und *Zaddachii* der Fall ist; dagegen laufen dieselben über die entgegengesetzte (convexe) Seite annähernd horizontal hinweg.

Vorliegende Art besitzt zwar einige Aehnlichkeit mit

*Rhynchorthoceras Breynii*, unterscheidet sich davon aber doch leicht durch die schlankere Form, den weniger excentrischen Sipho und die dichter gestellten Querstreifen. In Anbetracht dieser Merkmale nähert dieselbe sich mehr noch der folgenden Species. Gleich dieser hat sie gewiss auch einen noch schwächer gekrümmten Anfangstheil, als ihre typischen Gattungsgenossen.

Das beschriebene Cephalopod wurde von Herrn Dames im oberen grauen Orthocerenkalk bei Lerkaka auf der Ostseite von Oeland gesammelt. Das Gesteinsstück, in welchem dasselbe lag, ist ein dunkelgrauer Kalkstein und enthält u. a. noch ein kleines Pygidium von *Asaphus* sp. Wenn etwa schon früher, wie es mindestens als wahrscheinlich gelten kann, Fragmente dieser Art im schwedischen Orthocerenkalk angetroffen wurden, so hat man sie vermuthlich für *Orthoceras*-Reste gehalten. Uebrigens ist in den „Fragmenta Silurica“ von Angelin und Lindström (Stockholm 1880) keine derartige Form unter den Orthoceratiten mitgetheilt.

Es liegt mir nun noch in einem bei Heegermühle gefundenen Geschiebe von hellgrauem Orthocerenkalk ein $5^1/_2$ cm langes, unten beinahe $1^1/_2$ cm dickes Bruchstück eines *Rhynchorthoceras* vor, das in allen wesentlichen Beziehungen mit dem Oeländischen Fossil übereinstimmt. Bezüglich des Wachsthumsquotienten, der Lage des Sipho und des Charakters der Oberflächensculptur sind keine Unterschiede wahrzunehmen. Die Kammern sind an dem betreffenden Stück besser zu beobachten; ihre Höhe macht den vierten Theil des Durchmessers aus.

### 6. *Rhynchorthoceras Angelini* Boll sp.

1857 *Lituites Angelini:* Boll, l. c. pag. 89, t. IV. f. 11.
1881. *Ancistroceras Angelini* (Boll) ex p.: Remelé, diese Zeitschr. Bd. XXXIII. pag. 195.

Die zweite der zu *Rhynchorthoceras* gehörigen Boll'schen Arten stelle ich nebst der folgenden hier ans Ende, weil dies extreme Formen sind, bei denen die verwandtschaftliche Beziehung jenes Genus zu den Orthoceratiten in einem höheren Grade zum Ausdruck gelangt.

Das Gehäuse von *Rhynchorthoceras Angelini* ist noch schlanker als das der vorigen Species; mehrere der besten mir vorliegenden Stücke haben ziemlich übereinstimmend das ungefähre Wachsthumsverhältniss 1 : 5,5, jedoch kommen in diesem Verhältniss auch Schwankungen vor und namentlich lassen sehr starke Exemplare ein langsameres Anwachsen im oberen Theile erkennen. Die Krümmung am hinteren Ende lässt sich zwar, so oft letzteres vorhanden ist, noch recht gut wahrnehmen, ist

aber doch erheblich schwächer als bei den übrigen der im Vorhergehenden besprochenen Arten, wo dieselbe bisher beobachtet wurde, und bildet nur eine ganz flache Bogenlinie. Zahlreichen Messungen zufolge ist der Abstand der Scheidewände im Allgemeinen zwischen 3,5- und 4 mal im Durchmesser enthalten, indessen zeigen dickere Fragmente nach oben zu eine relativ geringere Kammerhöhe. Der Sipho liegt vollkommen central. Von besonderer Wichtigkeit ist die Querstreifung der Schale, weil daran die Art nicht allein von anderen Formen derselben Gattung, sondern auch von solchen Orthoceratiten, die eine analoge Kegelgestalt besitzen, wohl am leichtesten zu unterscheiden ist. Die Riefen stehen in ähnlicher Weise dicht wie bei *Rhynchorthoceras Oelandicum*, indessen wird die normale Streifung manchmal durch schwächer und schmaler gefurchte Zonen unterbrochen. Auf der concaven Seite verlaufen jene ganz oder doch beinahe gerade und erheben sich sodann beiderseits nach und nach über die Seitenflächen hinweg bis zur Mitte der convexen Seite, wo dieselben einen sehr deutlichen nach vorne gekehrten Bogen beschreiben. Ihre höchste Erhebung liegt also auf der sogenannten Rückenfläche, nicht auf der Bauchseite, während gewöhnlich das Umgekehrte der Fall ist. Andererseits ist die meistens so deutlich ausgeprägte Rückwärtsbiegung der Streifen auf den Seitenflächen fast verschwunden, beziehungsweise nur sehr schwach angedeutet.

Die Grösse, bis zu welcher die Art anwächst, ist eine sehr beträchtliche. So habe ich aus einem rothen Kalksteingeschiebe von Heegermühle ein Exemplar von etwa 21 cm Länge in Händen, dessen Durchmesser am oberen Ende reichlich $5^1/_2$ cm ausmacht; trotzdem ist es ganz bis oben hin gekammert. Die Boll'sche Sammlung zu Neubrandenburg enthält davon ein Fragment, welches am vorderen Ende sogar über 7 cm dick ist.

Man kann bei *Rhynchorthoceras Angelini* mit Rücksicht auf eine kleine Abweichung in der Oberflächensculptur zwei Varietäten unterscheiden:

1. Var. *virgata* s. *normalis*. Die Striemen der Oberfläche sind gratartig oder stumpf dachförmig, obwohl sie immer noch hinterwärts flacher als nach vorn abfallen und ihre Zwischenräume an Breite stark übertreffen. Unter der oberen Schale zeigen sich in der Regel niedrige Ringwellen, die ebenso wie die Streifen verlaufen.

2. Var. *lineata*. Der hintere Abfall der Streifen hat sich hier dermaassen verflacht, dass derselbe kaum noch aus der Kegelfläche heraustritt. In Folge dessen besteht die Sculptur ihrer äusseren Erscheinung nach in sehr schmalen, mitunter haarfeinen Furchen oder Einschnitten, so dass die Oberfläche

wie fein liniirt aussieht. Dass es sich dabei bloss um eine Varietät gegenüber der Normalform handelt, folgt, abgesehen von der Gleichheit in den übrigen Hauptmerkmalen, aus der Thatsache, dass diese beiden Abänderungen durch zweifellose Uebergänge miteinander verbunden sind.

Schon a. a. O. wurde von mir bemerkt, dass diese Boll'sche Species unter die gewöhnlicheren Petrefacten unserer Geschiebe von gemeinem (jüngerem) rothen Orthocerenkalk zu zählen ist, sowie ferner in dem gleichen Gestein auch auf Oeland vorzukommen scheint. Jene in der Eberswalder Gegend so häufigen Gerölle haben mir einen reichen Vorrath an Exemplaren des fraglichen Cephalopoden geliefert, deren grosse Mehrzahl der ersten Varietät angehört. In der Boll'schen Sammlung befinden sich 4 hierher gehörige Stücke aus Geschieben von rothem Kalk, welche sämmtlich der Normalvarietät sich unterordnen, deren Erhaltungszustand jedoch durchweg ein recht mangelhafter ist; man begreift nur schwer, wie daraufhin eine neue, zu den Lituiten gerechnete Art aufgestellt werden konnte. Uebrigens hatte Boll auch diese Form anfänglich als ein *Orthoceras* aufgefasst.

7. ***Rhynchorthoceras tenuistriatum*** nov. sp.

1881. *Ancistroceras Angelini* (Boll) ex p.: Remelé, diese Zeitschr. Bd. XXXIII. pag. 195.

Meine ursprüngliche, l. c. geäusserte Ansicht über diese Form ging dahin, dass dieselbe als eine etwas stärker abweichende Varietät von *Rhynchorthoceras Angelini* gelten müsse. Nachdem ich jedoch das ganze mir vorliegende Material gründlich untersucht habe, kann ich nicht mehr umhin, sie als specifisch eigenthümlich anzusehen, obschon die Aehnlichkeit mit jener Art sehr gross ist.

An den beiden besten mir zu Gesicht gekommenen Stücken ist der Basisdurchmesser 4,7 mal in der Höhe des Conus enthalten. Der Abstand der Kammerwände macht zumeist etwa $^1/_{3,5}$ ihres Durchmessers aus, ist jedoch stellenweise noch grösser, und im Ganzen sind die Kammern etwas höher als bei der vorhergehenden Species. Der Sipho ist wiederum genau central. Die wichtigsten Unterschiede von *Rhynchorthoceras Angelini* liegen in der Ausdehnung des gekrümmten Anfangstheiles und besonders in der Beschaffenheit der Schalenverzierung. Ersterer bildet zwar auch nur einen sehr flachen Bogen, allein er reicht höher hinauf, bis oberhalb eines Röhrendurchmessers von 2 cm, während die Boll'sche Art schon bei etwa 15—16 mm

Dicke keine merkliche Krümmung mehr zeigt [1]). Was sodann die Streifung betrifft, so ist sie feiner als bei dieser und überhaupt als bei irgend einem anderen *Rhynchorthoceras*. Beispielsweise zähle ich von 12,5 mm Durchmesser ab auf 37 mm Länge aufwärts hier 82, dagegen bei *Rhynchorthoceras Oelandicum* nur 58 Streifen, obgleich letztere Art schon sehr gedrängt stehende Riefen hat. Im Uebrigen verlaufen die Ringstreifen wie bei *Rhynchorthoceras Angelini* und sind wie gewöhnlich durch eine sanfte, vorwiegend sogar sehr flache Abdachung nach hinten zu gekennzeichnet.

Von der zuletzt betrachteten Art liegen mir mehrere Exemplare aus Geschieben von hellgrauem Orthocerenkalk vor, welche bei Joachimsthal und bei Liepe in der Gegend von Eberswalde gefunden wurden. Dieselben sind z. Th. von recht ansehnlicher Stärke und beweisen, dass *Rhynchorthoceras tenuistriatum* in der Grösse, bis zu welcher das Gehäuse heranwuchs, gegen die vorige Art nicht zurücksteht. Die BOLL'sche Sammlung enthält aus grauem Kalk ein als „*Lituites Angelini*" bezeichnetes Stück, das zwar seiner schlechten Erhaltung wegen keine sichere Bestimmung zulässt, zunächst aber wohl hierher zu stellen sein dürfte.

---

[1]) Dieser Unterschied tritt allerdings für das Auge nur sehr schwach hervor.

## 6. Zur Beleuchtung der Frage über den versteinerten Wald.

Von Herrn G. Schweinfurth in Cairo.

Hierzu Tafel VI und VII.

Die verwickelten, hauptsächlich auf eine genaue Kenntniss des Terrains und der Höhenverhältnisse fussen müssenden Untersuchungen zur Erklärung des Alters und der Entstehung des versteinerten Waldes lassen sich nicht so nur gelegentlieh auf Vormittagsexcursionen abthun. Vor allen Dingen thun Grabungen und Bohrungen Noth, um den ursprünglichen Lagerungsverhältnissen der verkieselten Stämme nachspüren zu können.

Die bei der Behandlung dieser Frage bisher aufgetretenen Schwierigkeiten lassen sich, meines Erachtens, zum grossen Theil auf die botanischen Trugschlüsse zurückführen, die Unger's und Schenk's Untersuchungen über die Holzanatomie der verkieselten Hölzer Aegyptens und Abyssiniens zu verantworten haben.

Ich erlaube mir die wirkliche Identität des Holzes der *Nicolia* aus so verschiedenen Regionen und geologischen Gebieten, wie sie bisher angenommen wurde, alles Ernstes in Frage zu stellen. Die fraglichen Hölzer mögen der Ordnung der Sterculiaceen zuzurechnen sein, aber erst muss der Beweis geliefert werden, dass zwei verschiedene Arten derselben wirklich auch verschiedene Merkmale ihrer Holzstructur zu erkennen geben müssen, bevor ich der Annahme beipflichten möchte, die versteinerten Hölzer von Cairo, die der grossen Oase und die von Magdala in Abyssinien stammten alle von ein und derselben Art, blos weil sich in ihrem Holzbaue keine Unterschiede nachweisen liessen.

Die Möglichkeit, dass eine und dieselbe Baumart bereits in der mittleren Kreidezeit vorhanden war und dann noch zur Zeit der nachweisbar neuesten Bildungen in Aegypten fortexistirt hätte, muss doch von vornherein als ausgeschlossen betrachtet werden. Dass aber ein Repräsentant der Sterculiaceen bereits in den älteren Formationen gelebt haben kann, ist nicht unwahrscheinlich. Diese Pflanzenordnung besitzt in

ihren Merkmalen eine scharfausgeprägte Individualität und ist einer unendlichen Reihe von Combinationen derselben fähig. Dagegen erscheint der Formenkreis dieser Ordnung in der Jetztzeit weit zu arm und eng, um nicht ein Vorhergehen vielgegliederter Entwickelungsreihen als wahrscheinlich erscheinen zu lassen.

Aus dem tropischen Africa sind uns eine Anzahl Sterculiaceen bekannt, die sich durch die Grösse ihres Wuchses und ihre bestandbildende Verbreitung auszeichnen. Einer der grössten Bäume dieser Region ist die *Sterculia cordifolia* P. B. [1]) und unter den *Cola*-Arten sind etliche, die gewaltige Stämme bilden. Aus der näheren Verwandtschaft, den Malvaceen neuerdings untergeordnet, sind hauptsächlich die Bombaceen Africas in Betracht zu ziehen. Von diesen sind *Eriodendron anfractuosum* D. C. und *Bombax buonopozense* P. B. Riesenbäume, die ganze Länderstrecken bedecken.

Es ist mir nicht bekannt, ob irgend ein Botaniker das Holz der Cairiner *Nicolia* mit demjenigen der aufgeführten zunächst in Betracht kommenden Baumarten verglichen hätte.

Es können zwei Baumarten einander verwandtschaftlich sehr nahe stehen, auch in ihrem anatomischen Holzbaue keine durchgreifenden Unterschiede aufzuweisen haben und dabei geographisch doch ganz verschiedene Rollen spielen. Ich möchte als Beispiel nur die nordische *Pinus sylvestris* L. und die südliche *Pinus halepensis* L. anführen.

Ich glaube also, dass auf die Uebereinstimmung der Hölzer, selbst für den Fall, dass gegen eine solche keinerlei Bedenken erhoben würden, kein Werth behufs Identificirung verschiedener geologischer Lagerstätten zu legen wäre.

Was Fraas über den Cairiner versteinerten Wald mitgetheilt hat, lässt sich wohl nicht bestreiten. Aber ich glaube, er hätte nicht ohne weiteres den braunkohlenmässigen Erhaltungsprocess von Holzform und Kohlenstoff, wie er sagt, demjenigen der Verkieselung als etwas unter Umständen gleichwerthiges gegenüberstellen sollen. Der Vergleich mit den Geysir von Nord-Amerika liegt heutzutage weit näher, um Verkieselungen von solcher Ausdehnung zu erklären. Ein Land so gross wie Italien, vielleicht grösser noch, soll ein einziges Kiesellauge-Bassin dargestellt haben? Man findet die verkieselten Hölzer in Aegypten sozusagen überall, jedenfalls in den entlegensten Theilen und streckenweise sind ganze Tagereisen der Wüste [2]) mit ihren Trümmern besät.

[1]) Ich fand sie in Stämmen von über 100′ Höhe als Hauptbestandtheil der Uferwaldungen des Niamniamlandes.

[2]) Namentlich die Libysche Seite.

Diese Thatsache hat nach einer Behauptung von Holmes, dass die territoriale Ausdehnung (in Wyoming Terr.), wo sich stellenweise verkieselte Bäume in situ befinden, 10,000 engl. Qu.-Meilen betragen soll, nichts Ueberraschendes mehr.

Die Annahme eines analogen Vorgangs wie der, den wir heute noch in Yellowstone River (National-Park) wahrnehmen, schliesst für den versteinerten Wald bei Cairo die Vorstellung aus, als seien die Stämme aus südlichen Breiten herabgeschwemmt und hier an einem kieselhaltigen Wasserbecken versteinert worden.

Fassen wir aber die Verkieselung als einen fortlaufenden Vorgang auf, der während der tausendjährigen Wachsthumsperiode eines grossen Waldbestandes stattgehabt hat, dann erkennen wir auch, dass geringe Kräfte durch lange andauernde Arbeit ein grosses Ergebniss haben konnten.

In der That müssen kieselhaltige heisse Quellen, Geysirs [1]) angenommen werden, die in der Region des heutigen versteinerten Waldes und des Gebel-el-Ahmar den damals bestehenden Niveauverhältnissen folgend ihren Lauf nehmen, auf einer durch Miocänbildungen oder Denudationen zur Miocänzeit geschaffenen Unterlage oder einer solchen, die aus den in postmiocäner Zeit vorgekommenen Umbildungen derselben bestand. Sande bildeten hier das Hauptmaterial. Hochstämmige Waldungen, ähnlich denen der *Eriodendron* in Bughirmi, bedeckten damals das Land, und die heissen überhitzten Quellen, die in einem warmen Clima kilometerweit oberflächlich fortwirken konnten, ohne ihre hohe Temperatur einzubüssen, verkieselten die Stämme noch bei Lebzeiten der Bäume. Dann änderten sich die Niveauverhältnisse durch Erosion und dergl., und die Quellen nahmen einen anderen Lauf, wozu sie auch durch eintretende Stauungen und Verstopfungen in Folge angehäufter Kieselhydrate veranlasst werden konnten.

So kamen wieder neue Waldtheile in Angriff, während auf den abgestorbenen, bereits verkieselten und umgestürzten neue Alluvionen gebettet wurden und neuer Wald erwuchs. An anderen Stellen bildeten sich jene ausgedehnten Geysir-Becken, die das lockere Erdreich verkitteten und die Gebel-el-Ahmar-Formation veranlassten. Dieses verkieselnde Schaffen, sich local bald hier bald dorthin fortsetzend, konnte zuletzt sehr wohl einen ganzen Landstrich umgestaltet haben.

Dass die verkieselten Quellen ungleich gewirkt haben in Zeit und in Raum, erkennt man am deutlichsten an der Natur des Gebel-el-Ahmar. Die Masse desselben ist keineswegs

[1]) Hierbei wäre es von grossem Interesse, das Alter der Eruptivgesteine von Abu Sabel, Farafrah etc. festzustellen.

homogen, sondern grosse Strecken eines gleichartigen glasigen feinkörnigen Sandsteins wechseln ab mit solchen, deren Partikel einen nur losen Verband zeigen, ja mit losem Sande selbst. Eine Stratenbildung ist nirgends zu erkennen, die Richtung der Contactflächen der heterogenen Theile ist im Gegentheil eine mehr oder minder perpendiculäre. Dieser Umstand hat bei der fortgesetzten Ausbeutung des vorzüglichen Gesteins zu technischen Zwecken [1]) zu einer Verwirrung der ganzen Bergmasse geführt, indem nur die guten Stellen ausgebaut wurden und so der Gebel-el-Ahmar unregelmässig durchfurcht und angehauen wurde, riesige Schutthalden [2]) sich bildeten und zur Verdeckung des Anstehenden und zur Verundeutlichung des geologischen Bestandes beitrugen. So ist es gekommen, dass dieser berühmte Hügel (bereits in Mährchen von 1001 Nacht erwähnt), den die Natur ursprünglich als härteren, verkieselten Kern durch Erosion aus den weicheren Ablagerungen der miocänen (oder pliocänen?) Sande herausgeschält hat in Gestalt einer isolirten Kuppe [3]), heutzutage als eine zackige vielköpfige Hügelmasse erscheint und durch diese Gestalt zu der Vorstellung eines vulkanischen Ursprungs beigetragen hat.

Wo die kieselhaltigen Wasser ihren Weg nahmen, wurde der Sand zusammengebacken zu der glasigen Masse, die den Gebel-Ahmar-Stein kennzeichnet, dazwischen blieb er lose oder ballte sich durch andere Einwirkungen zusammen.

In gleicher Weise müssen auch die Baumstämme ungleich gelagert und eingebettet werden, theils (der seltenere Fall) fest verkittet, theils in lockerer Masse. Denn während sie wuchsen und während sie sich als verkieselt ablagerten, schritten die Neubildungen des Terrains, indem die Höhe sich der Tiefe neigte, unaufhaltsam vorwärts.

Als die Wüste [4]) sich geltend machte, änderte das Terrain sich mit seinen verkieselten Stämmen. Da sie grösstentheils in lose Massen eingebettet waren, rutschten sie hin und her. Man braucht zur Erklärung dieser Terrainveränderungen keine anderen Kräfte anzunehmen, als die heute noch hierselbst wirksamen. Die æolischen Mittel traten in den Vordergrund und

[1]) Man verfertigt aus denselben hauptsächlich Mühlsteine.

[2]) Das Hauptmaterial des heutigen Strassen-Macadams in Cairo.

[3]) Aehnlich wie andere im Gebiet, z. B. der Gebel Cheschea im Wadi Gendeli.

[4]) Natürlich habe ich eine weit vor dem Auftreten des Menschen entlegene Zeit im Auge. — Hier drängt sich auch die Frage auf, in welcher Wechselbeziehung Wüste und Gletscherperiode zu einander standen. Griff das Vergletschern Platz in Folge der Wüste, oder trat die Wüste auf, weil die Gletscher vergingen und deshalb die meteorologischen Factore versetzt wurden?

das Planiren und Ausgleichen der durch die ephemeren Niederschläge geschaffenen Unebenheiten (Furchen, Sägespalten) war das ununterbrochene Werk der letzten Zeiten. Man darf nicht ausser Augen lassen, dass hier alles Terrain kahl [1]) ist, und dass die beständigen Luftfluthen planirend wirken müssen wie Wasserfluthen. Es ist eine beständige, durch nichts unterbrochene Arbeit. Es giebt keinen Moment, wo die Luftbewegung nicht an jeder lockeren Stelle des nackten Bodens rüttelt und modelt; jedes Sandkorn, das sich verschiebt, kann die Lage eines Kiesels verändern, und jeder Kiesel die Lage eines Felsblockes. Man sieht an vielen Stellen des Nilthales an beiden Seiten mehrere kilometerbreite, völlig gleichmässige Flächen, die sich ganz allmählich vom Fusse des Thalrandes zum Flusse senken, wo sie den Culturboden längst verdeckt haben würden, wenn dieser nicht in demselben Masse wüchse, als sich die Ränder senken und verbreiten. Auf solchen Flächen können grössere Massen weithin gleiten. Man hat dafür Belege.

Aber in weit höherem Grade waren die verkieselten Stämme diesem Gleiten ausgesetzt, bei ihrer Lage auf der Höhe [2]) und bei daher leichter und häufiger veränderter Bodenplastik.

Als nachweisbares Beispiel einer solchen Ortsveränderung führe ich nur die zum Theil centnerschweren Stücke versteinerten Holzes an, die sich am Rande des Wadi Dugla bei Cairo finden (z. B. beim Echiniten-Hügel siehe Karte), wo die nächste Localität einer möglichen Originaleinbettung derselben in 8 km Entfernung liegt, bei 400—500 Fuss Höhenunterschied. Anzunehmen, dass gewaltige Wasserfluthen diese 10 m langen Stämme von ein paar Tonnen Gewicht, hunderte von Meilen herabgeschwemmt worden seien, hiesse das specifische Gewicht als der Veränderung in geologischen Zeiträumen unterworfen hinstellen oder die Eiszeit mit ihren erratischen Erscheinungen bis auf den Aequator ausdehnen.

Schon dieses Zusammenhängen grosser Stammstücke spricht für die Verkieselung in loco oder sehr nahe dabei. Dass die Stämme als todtes Holz herabgeschwemmt worden seien, ist nach den in Yellowstone River gemachten Erfahrungen des Vorgangs der Verkieselung [3]) nicht anzunehmen. Nur saftleitende, halbwegs frische oder lebende Stämme unterliegen dem Process in vollständiger Weise. Die Pfeiler der Trajansbrücke bei Bel-

---

[1]) Wir haben in Europa als Beispiel ähnlicher Vorgänge nur die Dünenbildung.

[2]) Die verkieselten Hölzer in Nordamerika werden bei 5000 Fuss Meereshöhe in situ angetroffen.

[3]) In ganz überzeugender Weise ausführlich behandelt von O. Kuntze im Ausland 1880. pag. 361—689 über Geysirs.

grad sollen nur $^1/_2$ Zoll tief von aussen her verkieselt worden sein.

Gegen die Annahme einer Herabflössung der Stämme und ihrer Anhäufung in einem kieselhaltigen Wasser spricht wohl vor Allem die Masse und die räumliche Ausdehnung des fraglichen Gegenstandes. Im Laufe der Jahrtausende konnten heisse, bald hier bald dort hervorbrechende Quellen ein ganzes waldbestandenes Land nach und nach der Verkieselung unterziehen. Aber ein heisses Kieselmeer erscheint ebenso unmöglich als die Schwimmfähigkeit steinerner Balken.

Dass keine Rinde petrificirt wurde, ist andererseits kein Beweis für die weite Herbeiflössung der Stämme, sondern scheint vielmehr die Regel bei diesem Process der Verkieselung überhaupt gewesen zu sein und ist in Nordamerika heute noch zu beobachten. Kuntze sagt ausdrücklich, dass die Bäume vor der Verkieselung die Rinde verlieren, und an einer anderen Stelle: „verkieselte Bäume sind stets rindenlos, innen oft hohl".

Wenn es sich bestätigen sollte, dass, wie Unger behauptet, alle versteinerten Hölzer von Cairo ein und derselben Art angehörten, so wäre auch hierin ein Anhalt geboten, ihre Herstellung in loco zu beweisen, denn bei der Anschwemmung von weit her müssten verschiedene Hölzer durcheinander gemengt worden sein, wie bei dem Treibholze an den Küsten der nordischen Meere.

Was schliesslich die Lagerungsverhältnisse der verkieselten Stämme heutigen Tages anlangt, so lässt sich bei dem Mangel an Grabungen darüber nicht viel Bestimmtes sagen. Man findet sie in horizontalen Lagen auf z. Th. sandiger, z. Th. kiesiger Unterlage. Senkrecht anstehende habe ich nicht gesehen. Grabungen würden wohl auch die Wurzeltheile, gelegentlich wohl auch Stämme in situ zeigen.

Beachtung verdient auch noch der Umstand, dass nie Stammstücke mit daran haftender Einhüllungsmasse gefunden werden, was auch für die Verkieselung bei Lebzeiten des Baumes in situ spricht, ebenso gut wie das Fehlen der Rinde, die ja beim Einbetten haften geblieben sein müsste, wenn sie auch vermöge der Inpermeabilität der Korktheile und der ausgeschlossenen Leitungsfähigkeit der Kieselhydrate wenig zur Petrificirung geeignet war.

Da das heutige Terrain der versteinerten Hölzer mehrere hundert Fuss über den Pholadenlöchern [1]) des Miocän-Meeres

[1]) Von Fraas am Nordwest-Abfall des Mokattam bei den Khalifen-Gräbern constatirt. Heute in Folge der ausgedehnten Steinsprengungen auf jener Seite verschwunden. Diese Löcher lagen ungefär 200 Fuss über dem heutigen Meeresniveau, während der versteinerte Wald bis über 1000 Fuss sich erstreckt.

liegt, so kann dasselbe nicht Meeresbildung der Miocänzeit sein, und um es als eine solche des Pliocän aufzufassen, wäre die Annahme vorhergegangener Senkung und nachträglicher Hebung des Mokattam unabweislich. Da wir auf den Höhen des Nummulitenkalk-Plateaus, etwa über 1000 Fuss Meereshöhe, keinerlei Miocänbildungen antreffen, so ist doch nur anzunehmen, dass diese sich damals schon der heutigen Bodenplastik [1]) anpassten, ein Verhältniss, das ja auch (meines Wissens) für Syrien und Palästina angenommen worden ist.

[1]) Abgesehen von den späteren Hebungen des ganzen Landes.

## 7. Ueber Bimsstein-Gesteine des Westerwaldes.

Von Herrn F. Sandberger in Würzburg.

Angeregt durch eine Abhandlung v. Dechen's im Jahrg. 1881 dieser Zeitschrift pag. 442—453 über Bimsstein im Westerwalde, welche vielfach auf ältere Arbeiten von mir Bezug nimmt, habe ich die Bimsstein-Vorkommen in diesem Gebirge einer erneuten Prüfung unterworfen, deren Resultate ich hier mittheile.

Nach Erörterung der älteren Litteratur geht v. Dechen pag. 445 auf meinen im N. Jahrbuch für Mineralogie 1848 pag. 549 abgedruckten Brief an C. v. Leonhard ein, in welchem zum ersten Male ausgesprochen wurde, dass der auf dem Westerwalde und im Lahngebiete bis nahe an die Vorberge des Vogelsberges und des Taunus verbreitete Bimssteinsand nicht aus dem Westerwalde, sondern von einem Ausbruche in dem Vulkangebiete des Laacher See's herrühre.

Diese seither allgemein angenommene und s. Z. von von Dechen selbst [1]) mit weiteren Gründen gestützte Ansicht scheint ihm nun aber durch ein Profil bei Langendernbach unweit Hadamar, welches er a. a. O. pag. 450 wiedergiebt, erschüttert, ja widerlegt, indem er dasselbe für einen entscheidenden Beweis für die Ueberlagerung des Bimssteinsandes durch Basalt ansieht und dieselbe Auffassung auch für alle Punkte gelten lassen will, an welchen beide Gesteine zusammen vorkommen.

Betrachtet man indessen die Profil-Skizze näher, so drängt sich sogleich eine andere Interpretation als wahrscheinlicher auf, nämlich die, dass an dieser Stelle der Bimssteinsand unter dem Schutze einer überstehenden Basaltwand abgelagert und durch diese vor dem Wegschwemmen geschützt geblieben sei. Eine Ueberlagerung desselben durch Basalt ist mir bei meinen zahlreichen Streifzügen durch den Westerwald in den Jahren 1846—1854 niemals zu Gesicht gekommen, wohl aber sehr häufig der umgekehrte Fall, sowie Auflagerung auf Trachyt, Phonolith- und unterdevonische Gesteine. Dass die Kuppen der Berge von Bimssteinsand frei sind, darf bei der leichten Beweglichkeit des Materials durch Wind und Regen wohl

[1]) Geognostischer Führer zum Laacher See, 1864. pag. 440—555.

nicht wundern. Ich möchte daher das obige Profil und die letztere Beobachtung nicht als Beweise ansehen, bis noch andere und schlagendere hinzukommen und die seitherige Erklärungsweise stratigraphisch unmöglich machen.

Allein auch dann würde die neuere Ansicht auf andere Schwierigkeiten stossen, die mir unüberwindlich scheinen, und diese liegen in der Beschaffenheit des Materials selbst. Ich habe mehrere Bimssteinsande genauer untersucht, als es bisher geschehen ist, namentlich den von Höhr bei Montabaur, von welchen ich durch die Gefälligkeit des Herrn Bergraths Ulrich in Diez grössere Mengen erhielt.

Das Material wurde zunächst gesiebt und dann geschlämmt und ergab ausser Bimsstein-Bröckchen, von denen die grössten durchschnittlich 1 Decigramm wogen, eine Menge von kleineren Mineral- und Gesteinstrümmern. In den Bimsstein-Stückchen selbst konnten von eingewachsenen Mineralien Sanidin, Hauyn (zuweilen deutlich in Rautendodecaëdern krystallisirt), Hornblende, Titanmagneteisen (O) und krystallisirter Titanit (Semelin) nachgewiesen werden, genau so wie in den direct verglichenen grösseren Brocken des Bimssteins aus der Nähe des Krufter Ofens bei Laach [1]), welcher s. Z. von Schaffer analysirt worden ist. Die Uebereinstimmung des Höhrer Bimssteins mit dem des Laacher See-Gebietes ist also vollständig. Durchaus analog verhalten sich auch die Mineraltrümmer. Sie bestehen überwiegend aus farblosen Sanidin-Splittern, zuweilen noch mit rechtwinkligen Spaltungsflächen, Octaëdern und Körnern von Titanmagneteisen, Spaltungsstückchen von Hornblende, Splittern von Titanit, Körnern und Krystallen (∞O) von Hauyn in allen Farben-Nüancen, von Ultramarinblau bis Bläulichweiss. Schwarze, nicht magnetische Octaëder (? Pleonast) und schwarze Glimmerblättchen sind weit seltener. Da die gleichen Mineralien in dem Bimsstein nur sparsam krystallisirt vorkommen, so glaube ich, dass die Mineralsplitter der Hauptsache nach aus völlig zertrümmerten resp. zerstiebten Sanidingesteinen herrühren, welche bekanntlich mit dem Bimsstein im innigsten Zusammenhange stehen und von mir, wie von v. Dechen [1]), in Uebergängen zu ihm beobachtet sind.

Die Gesteinstrümmer bestehen meist aus Fragmenten unterdevonischer Schiefer, zwischen welchen aber auch licht graulichgrüne, weichere vorkommen, welche sich vor dem Löthrohre wie quarzarme Sericitschiefer verhalten. Bröckchen glimmerreicher Gesteine sind z. Th. nicht zu unterscheiden von Auswürflingen der Gegend von Wehr am Laacher See, welche ich in meiner Abhandlung über die Mineralien des

[1]) v. Dechen, Geogn. Führer zum Laacher See pag. 105.

letzteren [1]) bereits als Glimmerschiefer bezeichnet hatte. Doch ist der Glimmer in diesen Gesteinen keineswegs immer als solcher erhalten. In zahllosen Schieferstückchen von gneissähnlicher Beschaffenheit und selbst in unterdevonischen Schiefern erscheint er zu schwarzem glänzendem Glase geschmolzen, wie in den Gneiss-Einschlüssen des Diorits der Breitfirst, dem Basalte von der Strieth bei Aschaffenburg u. a. O.

Ich wüsste nun in der That nicht, wie ich einen vollständigeren Beweis für die Abstammung der Bimssteinsande von Höhr aus dem Laacher See-Gebiete beibringen sollte. Es versteht sich wohl von selbst, dass man nicht hoffen darf, alle diese bezeichnenden Mineralien und Gesteinstrümmer auch in weitester Entfernung von dem Ausbruchspunkte, z. B. bei Marburg, oder in solchen Bimssteinlagern wiederzufinden, welche durch Verwitterung und Auslaugung stark verändert sind. Ebensowenig als v. Dechen möchte ich glauben, dass sich unter den Bimssteinsanden des Westerwaldes und Lahngebiets, die ich nach ihren engen Beziehungen zum Löss ebenso wie jene des Laacher- und Moselgebiets für mittelpleistocän halten muss [2]), Unterschiede machen lassen. Was für ein Vorkommen bewiesen ist, gilt für alle.

Es mag gestattet sein, obwohl das nicht unmittelbar zur Sache gehört, noch auf eine Beobachtung hinzuweisen, die ich vor vielen Jahren an Stücken der Niedermendiger Mühlstein-Lava machte und die mir sehr interessant schien, aber im Drange so vieler anderen Arbeiten nicht veröffentlicht worden ist. Ich habe 1845 in dieser Lava apfelgrosse Bruchstücke eines reichlich Hauyn-führenden Sanidin-Gesteins als Einschluss gefunden und natürlich geschlossen, dass das Hauyn-führende Sanidin-Gestein älter als die Leucit-Lava sein müsse, umsomehr als auch die in letzterer vorkommenden Hauyne keine Krystalle, sondern Bruchstücke von solchen sind, was auch später Lehmann [3]) mit Recht hervorgehoben hat. Da nun die Bimssteinsande im Laacher See-Gebiete jene Leucit-Lava bedecken, so müssen sie jünger sein, und es liegt nahe, in ihnen Umschmelzungs-Producte des älteren Sanidin-Gesteins zu vermuthen.

Ich habe für nützlich gehalten, diese Bemerkungen hier einzuschalten, da sie immerhin bei weiteren Forschungen im Laacher See-Gebiete nicht ohne Werth sein könnten. Soviel über die Beziehungen des Bimssteinsandes auf dem Westerwalde und im Lahn-Gebiete zu dem der Laacher See-Region.

[1]) N. Jahrbuch f. Min. 1845. pag. 146.

[2]) Land- und Süsswasser-Conchylien der Vorwelt pag. 902.

[3]) Unters. über d. Einwirk. eines feuerfl. basalt. Magmas auf Gesteins- und Mineral-Einschlüsse. Bonn 1874, pag. 11 ff.

Meine Erörterungen über das Vorkommen des Bimsstein's auf dem Westerwalde würden aber unvollständig bleiben, wenn sie nicht auch auf Bimsstein führende Tuffe ausgedehnt würden, welche weit älter als die seither besprochenen Sande und ächt tertiär sind. Diese Tuffe, seit langer Zeit zum Bau von Backöfen benutzt und auf dem Westerwalde schlechtweg „Backofensteine“ geheissen, werden mit Recht als Trachyttuffe angesehen [1]). Sie bilden sehr charakteristische flache Hügel von elliptischem Umriss. Ein isolirter tritt zwischen Leuterod und Würges bei Montabaur auf, andere bilden einen zusammenhängenden Zug von Gershasen bei Westerburg über Guckheim, Kölbingen und Möllingen bis nach Schönberg bei Wallmerod. Es sind das Gesteine von ausgezeichneter Tuff-Structur mit röthlichgrauer erdiger Grundmasse, wohl von zerriebenem Trachyt gebildet, die aber an der Luft nicht zerfällt, sondern erhärtet. In dieser liegen nun schneeweisse feinfadige Bimsstein-Bröckchen, nicht selten mit eingewachsenen Sanidin-Krystallen, grössere Fragmente von röthlichgrauem und weissgrauem porphyrartigem, dann von glimmerhaltigem Trachyt, der mit dem anstehenden von Niederahr identisch scheint, Phonolith, porösem und dichtem, durch Augit und Chrysolith porphyrartigem Basalte und grösseren Brocken devonischer Schiefer. Von Mineralien ist Sanidin, zuweilen auch in wohl ausgebildeten Kryställchen häufig, auch octaëdrisches Titanmagneteisen, Hornblende und schwarzer Glimmer sind nicht selten, Titanit [2]) wurde nur einmal bemerkt, Hauyn fehlt gänzlich.

Aus dieser Schilderung ist sofort zu erkennen, dass die Felsarten, welche den Bimsstein in diesem Tuffe begleiten, von jenen, welche in dem Bimssteinsande vorkommen, gänzlich verschieden und anstehende Westerwald-Gesteine sind. Es liegt daher nahe zu vermuthen, dass dieser ältere Bimsstein verglaster Trachyt ist, obwohl ich wenigstens auf dem Westerwalde noch keine directen Uebergänge beider Gesteine habe constatiren können. Das geologische Alter dieser Trachyttuffe ist erst in neuerer Zeit festgestellt worden. Seelbach [3]) gibt an, dass der Tuff am Wege von Schönberg nach Härtlingen von dem bekannten, durch grosse Augit- und Hornblende-Krystalle porphyrartigen Feldspath-Basalte durchbrochen werde, welcher seinerseits in der benachbarten Grube Eduard den unter den

[1]) Stifft, Geogn. Beschr. d. Herzogth. Nassau 1831. pag. 210, 218. — F. Sandberger, Uebers. d. geol. Verh. d. Herz. Nassau 1847. pag 717.

[2]) Titanit findet sich in einigen Westerwälder Trachyten, z. B. sehr hübsch in jenem von Weidenhahn, ganz in der Nähe des Trachyttuffs.

[3]) Odernheimer, Das Berg- u. Hüttenwesen im Herzogth. Nassau, Schlussheft, 1867. pag. 38.

Braunkohlen gelegenen „Sohl-Basalt“ bilde. Die letztere Angabe finde ich in meinen Notizen bestätigt, während ich einen Durchbruch des Basaltes durch den Tuff, vermuthlich weil früher nur ungenügende Aufschlüsse vorhanden waren, nicht gesehen habe. Nach den betreffenden Bergmeisterei-Acten ist ferner der Trachyttuff auf der Grube Franziska bei Guckheim unter den Braunkohlen getroffen worden, welche nach meiner Auffassung, wie alle Braunkohlen des Westerwaldes und Siebengebirgs, untermiocän sind. Ich habe keinen Grund, Seelbach's Angaben zu bezweifeln, und halte daher die Trachyttuffe ebenfalls für untermiocän, wenigstens so lange, als nicht entschieden oligocäne Versteinerungen in ihnen nachgewiesen worden sind.

Abgesehen von dem grossen Werthe, welchen die Einschlüsse des Trachyttuffs für die Altersbestimmung der Trachyte und Phonolithe und einzelner (der ältesten) Basalte des Westerwaldes besitzen, kommt ihnen jedenfalls eine nicht zu unterschätzende Bedeutung für Vergleichungen mit der Reihenfolge im Siebengebirge zu. Ich möchte nämlich diese Gesteine und nur diese mit den Trachyttuffen des letzteren Gebirges parallelisiren und finde hierzu in von Dechen's [1]) Schilderung der Lagerung entscheidende Anhaltspunkte. Ueberdiess ist das Vorkommen der Bimssteine in beiden Tuffen ganz analog, wenn diese auch in denen des Siebengebirges oft mehr durch Verwitterung gelitten haben; an Sanidin und Brocken devonischer Schiefer fehlt es im Siebengebirge auch nicht, aber die übrigen Einschlüsse sind natürlich ebenso verschieden als die anstehenden Trachyte, Phonolithe und Basalte in beiden Gebirgen, selbst dann, wenn die Färbung des Bindemittels wie bei Heisterbach der jenes der Westerwälder Tuffe recht ähnlich wird.

Ich unterlasse es. hier weiter auf die Gesteine des Westerwaldes einzugehen, welche an Mannigfaltigkeit die des Siebengebirges, des Vogelsbergs und selbst der Rhön übertreffen, da meine Studien über dieselben in Folge meiner Uebersiedelung von Wiesbaden nach Karlsruhe und später hierher nicht zum Abschlusse gebracht werden konnten, und behalte mir nur vor, auf Einzelnes zu geeigneter Zeit zurückzukommen.

---

[1]) Geogn. Führer in das Siebengebirge pag. 169 ff.

## 8. Bemerkungen über die Lagerungsverhältnisse der metamorphischen Gesteine in Attika.

Von Herrn R. Nasse in Louisenthal.

Hierzu Tafel VIII und IX.

Die Frage, ob der Kalk, aus welchem die Kuppe des Lykabettos, der Panakota-Felsen, das Froschmaul, die Akropolis, der Areopag und der Museion-Hügel bei Athen bestehen, und welcher offenbar ehemals eine mit dem breiten Kalkrücken der Turko Vuni zusammenhängende Decke bildete, den darunter liegenden, bald mehr, bald minder metamorphischen Schieferschichten discordant, wie Herr Bücking (diese Zeitschr. Bd. XXXIII. pag. 118 ff.) behauptet, oder, wie die Herren Bittner und Neumayr in den „Geologischen Studien in den Küstenländern des Griechischen Archipels" annehmen und es namentlich von Herrn Neumayr der betreffenden Abhandlung des Herrn Bücking gegenüber (diese Zeitschr. Bd. XXXIII. pag. 454 ff.) noch weiter ausgeführt wird, concordant aufgelagert ist, diese Frage hat mich während meines Aufenthaltes zu Athen im Winter 1871—1872 lebhaft beschäftigt. Um bezüglich dieser Frage Klarheit zu erlangen, suchte ich über Streichen und Fallen der Schichten in der Umgebung von Athen möglichst zahlreiche Notizen zu sammeln und dieselben kartographisch darzustellen.

Die einzige zu diesem Zweck benutzbare Karte war damals die in „E. Curtius, Sieben Karten zur Topographie von Athen, Gotha 1868" enthaltene Terrainkarte von Athen im Maassstab 1:20000, mit Horizontalen in senkrechten Entferungen von 25 Pariser Fuss, welche allerdings nur ein sehr geringes Gebiet umfasst. Die betreffenden Beobachtungen über Streichen und Fallen der Schichten sind auf der auf Tafel VIII. für den gedachten Zweck gezeichneten Copie jenes Kärtchens, auf welcher jedoch die Horizontalen nur in den Abständen von je 100 Pariser Fuss angegeben sind, aufgetragen.

Es geht aus diesen Auftragungen hervor, dass die Schieferschichten zwar im Allgemeinen von WSW. nach ONO. streichen und hierbei meist ein nördliches, mitunter ziemlich steiles Einfallen besitzen, dass jedoch von diesem mit dem Verhalten

der Schieferschichten in östlicher und südöstlicher Richtung von Athen (nach dem Hymettus zu) übereinstimmenden Streichen und Fallen auch erhebliche Abweichungen vorkommen. So wurde auf dem Platz der Universität bei sehr flacher Sattelbildung der daselbst aus blaugrauem, an den Kanten durchscheinenden, also marmorartigen Kalkbänken mit untergeordneten kalkigen Schiefereinlagerungen bestehenden Schichten ein Streichen von OSO. nach WSW. beobachtet. Auf dem freien Platz an der Kunstakademie in der Piräusstrasse streichen ähnliche Kalkschichten von SW. nach NO. bei einem Einfallen mit 45° gegen NW. und in gleicher Richtung etwas weiter westlich von diesem Platz Schieferschichten mit noch flacherem Einfallen. Oestlich und westlich der Akropolis, sowie am Südfusse derselben fallen die Schieferschichten ziemlich steil (am Areopag sogar mit 55°) gegen N., zwischen der Akropolis und dem Ilissus ist ein ebenso steiles südliches Fallen zu bemerken, während dasselbe auf dem linken Ufer des Ilissus wieder ein nördliches ist. Zwischen Froschmaul und Lykabettos fallen die Schieferschichten mit 50°, am Panakota-Felsen mit 25 bis 30° und nordöstlich vom Lykabettos zunächst mit 35° gegen N., zeigen aber weiter nördlich von letzterem Punkt wiederholt entgegengesetztes Fallen, sind also daselbst vielfach gefaltet.

Ein sehr flaches, ebenfalls nördliches Fallen besitzen endlich die im Bette des Skyros, am Exercierplatz, anstehenden, durchaus klastischen, weichen, sandig-thonigen Schichten.

An den obengenannten isolirten Kalkpartieen wurde am östlichen Gipfel des Lykabettos und auf der Akropolis deutliches Streichen, und zwar wie das generelle Streichen der Schieferschichten von WSW. nach ONO. mit nördlichem Einfallen von 25° am Lykabettos und 50° auf der Akropolis beobachtet.

Die Kalkdecke des Museion, welche mehrere flache Sättel und Mulden bildet, senkt sich im Allgemeinen sanft gegen NW. In den Steinbrüchen am nordwestlichen Ende ist ein Streichen von SW. nach NO. bei nordwestlichem Einfallen mit 25° zu beobachten. Legt man, wie auf Taf. IX. Fig. 1 geschehen, rechtwinklig zu diesem Streichen ein Profil durch den Hügel, so ergiebt sich ein durchschnittliches Einfallen der Kalkdecke des Museion von nur 2 bis 3°. Ein gleiches Profil durch den Lykabettos und den Panakota-Felsen, Taf. IX. Fig. 2, giebt ein durchschnittliches Einfallen der zerstörten Kalkdecke von 4 bis 5°.

Für eine discordante Lagerung des Kalks auf dem Schiefer ist dieses durchschnittlich flache Einfallen des ersteren jedoch nicht beweisend, weil, ausser den beobachtbaren Sattelbildungen

am Museion, das Einfallen am Lykabettos und an der Akropolis Faltungen des Kalkes andeutet, welche zwar nicht so ausgeprägt wie die der Schiefer sind, sich aber durch die nach Herrn Neumayr sehr verbreitete Erscheinung, „dass oft weichere, schieferige Gesteine weit stärker gefaltet sind, als ihnen concordant auflagernde starre, klotzige Kalkmassen“, als im Sinne concordanter Auflagerung erklären lassen.

Ein negativer Beweis für die Richtigkeit dieser Ansicht ist der Umstand, dass eine Auflagerung des Kalkes auf den Schichtenköpfen der Schiefergesteine oder ein Abstossen dieser letzteren Schichten gegen den Kalk nirgends zu beobachten ist. Einen positiven Beweis jedoch giebt in dieser Beziehung ein Aufschluss am Fuss der Pnyx. Die Handzeichnung des daselbst anstehenden Profils auf Taf. IX. Fig. 3, welches möglicherweise jetzt weniger deutlich als vor zehn Jahren ist und daher von Herrn Bücking übersehen werden konnte, zeigt die Schieferschichten zwar stärker entfaltet als den darüber liegenden Kalk, den letzteren aber ganz in demselben Sinne wie die Schiefer gefaltet, und lässt offenbar eine andere Erklärung wie die des Herrn Neumayr nicht zu.

Ist daher die Zugehörigkeit der in Marmor übergehenden Kalke des Museion-Hügels, der Akropolis, des Lykabettos u. s. w. zur Kreideformation als erwiesen anzusehen, so muss dies auch bezüglich der unter diesen Kalken liegenden, mehr oder minder metamorphischen Schiefer und der denselben eingelagerten Kalk- und Marmorschichten gelten.

Was nun die Gliederung dieser metamorphischen Bildungen betrifft, so werden auf der Geologischen Uebersichtskarte des festländischen Griechenlands und der Insel Euboea der Herren Bittner, Neumayr und Teller unterschieden:

a. Oberer Marmor,
b. Krystallinische Schiefer,
c. Mittlerer und Unterer Marmor.

Zum letzteren Horizont werden in dem südlich vom Pentelikon, zwischen der Ebene des Kephissus und der Strasse von Makronisi gelegenen Gebiet von Attika der untere Kalk (Marmor) von Laurion und der Gipfel-Kalk (Marmor) des Hymettus gerechnet, aller übrige Kalk aber als „Oberer Marmor“ bezeichnet. Der Kalk der Turko Vuni und der Hügel bei Athen erscheint hierdurch als demselben Horizont wie der Obere Marmor des Hymettus und der Obere Kalk von Laurion angehörend, wie dies auch in dem erwähnten Aufsatz des Herrn Neumayr in dieser Zeitschrift, pag. 456, Zeile 3 und 4 bestimmt ausgesprochen wird.

Dies trifft jedoch nicht zu, vielmehr liegt der Obere Mar-

mor des Hymettus unter den metamorphischen Schiefern von Athen und ist daher von dem über diesen Schiefern liegenden Kalk der Hügel bei Athen und der Turko Vuni, welcher am Hymettus nicht vorhanden ist und auch in dem Gebiet zwischen Hymettus und Laurion, sowie im Laurion selbst fehlt, zu unterscheiden.

Von dem Unteren Marmor, welcher in sattelförmiger Lagerung den Gipfel des Hymettus bildet, wird der Obere Marmor durch eine charakteristische Glimmerschiefer- (Kalkglimmerschiefer-) Zone getrennt, so dass also auf der Nord-Westseite des Hymettus, wie Profil Fig. 4 (Taf. IX.) ersichtlich macht, vier Horizonte, nämlich:

a. Obere Schiefer (Schiefer von Athen),
b. Oberer Marmor,
c. Unterer Schiefer (Hymettus-Schiefer),
d. Unterer Marmor (Gipfelkalk des Hymettus),

zu unterscheiden sind.

Diese vier Horizonte entsprechen den von mir im Laurion nachgewiesenen vier Horizonten (vergl. Zeitschrift für Berg- Hütten- und Salinenwesen im Preussischen Staate Band XXI. pag. 14) und sind auch am Pentelikon leicht wiederzuerkennen, wenn man davon ausgeht, dass der am Nord-Westabhang dieses Gebirgs-Stockes, zwischen Kephissia und Stamata-Urana mit nordwestlichem Einfallen auftretende Kalkzug, da derselbe genau im Fortstreichen des Kalkes der Turko Vuni liegt, mit diesem letzteren identisch ist.

Die Schiefer von Athen werden nordwestlich von Athen zwar durch die Alluvionen des Kephissus (weiter gegen N. durch Tertiärschichten) überlagert. treten aber, wie auch auf der Geologischen Uebersichtskarte der Herren Bittner, Neumayr und Teller angedeutet ist, vor dem Aegaleus nochmals zu Tage, und zwar als kalkigsandige, metamorphische Schiefer, wie solche bei Athen, namentlich auf dem linken Ufer des Ilissus, am häufigsten sind, und fallen ziemlich flach gegen NW. unter den Kalk des Aegaleus ein.

Es ist daher höchst wahrscheinlich, dass der Kalk des Aegaleus mit dem der Turko Vuni und der Hügel bei Athen identisch ist.

Da die heilige Strasse nach Eleusis über das Streichen und Fallen des Kalkes des Aegaleus wenig Aufschluss gibt, so mag hier bemerkt werden, dass die Lagerungsverhältnisse an den steilen Abhängen des Aegaleus an der Meeresküste, der Insel Salamis gegenüber, gut zu beobachten sind. Die Kalkbänke streichen daselbst im Ganzen sehr regelmässig von WSW. nach ONO., also wie die Schiefer von Athen und der Kalk des

Lykabettos und der Akropolis, und fallen bei Klephto-Limani mit 40 bis 50° gegen NW., am Südende des Cap Amphimala mit 40° gegen SO. und weiter nördlich an der Küste daselbst wieder mit 50° gegen NW.

Der Kalk des Aegaleus ist auf der Geologischen Uebersichtskarte als „Oberer Kalk der Cretacischen Bildungen" bezeichnet. Ist nun der Kalk der Turko Vuni die Fortsetzung des Kalks des Aegaleus, so entsprechen die Schiefer von Athen und der Obere Schiefer im Laurion den auf den Oberen Kreidekalk folgenden Macigno-Schichten, der Obere Marmor und der Untere Marmor der metamorphischen Schichten in Attika dem Mittleren und dem Unteren Kreidekalk und der zwischen beiden Marmorhorizonten liegende Untere Schiefer (Hymettusschiefer) den die beiden letzteren Kalkzonen trennenden untersten Macigno-Schichten im übrigen festländischen Griechenland.

## 9. Ueber Lituites lituus Montfort.

Von Herrn Fritz Noetling in Königsberg i. Pr.

Hierzu Tafel X und XI.

Die folgende Abhandlung entstand aus dem Bestreben, mir über eigenthümliche „verticale Lamellen“ in den Kammern des unteren Theiles des gestreckten Armes von *Lituites lituus* Aufklärung zu verschaffen. Im Laufe der Untersuchung gewann ich bald die Ueberzeugung, dass trotz zahlreicher und ausführlicher Beschreibungen dieser Species keine derselben hinreichend ist, um den Zusammenhang dieser Reste und der Schale mit wünschenswerther Genauigkeit erkennen zu lassen. Es findet sich nun aber trotz der Sorgfalt, welche ich auf die Untersuchung verwendete, manche fühlbare Lücke, die auszufüllen der Zukunft vorbehalten bleibt: ich will hier nur auf die Abschnitte hinweisen, welche die Spirale und die Jugendzustände der Art behandeln; namentlich über die letzteren wissen wir fast nichts.

Ich habe es vermieden, auf eine Discussion der strittigen Abbildungen einzugehen, weil dies einestheils ausserhalb der Grenzen, welche ich mir für diese Arbeit gesteckt hatte, lag, anderentheils Herr Remelé in letzterer Zeit eine ausführliche Kritik der älteren Literatur über *Lituites lituus* geübt hat, so dass ich derselben nichts hinzuzufügen vermöchte, da ich mit ihm in allen Punkten übereinstimme.

Es soll also hier im Wesentlichen eine, nur auf eigene Beobachtung gegründete, detaillirte Beschreibung des *Lituites lituus* gegeben werden, welche an manchen Stellen die Angaben älterer Autoren mit verwerthet oder da, wo mein Material unzulänglich erschien, aus jenen ergänzt ist. So habe ich den Zusammenhang unserer Species mit den übrigen perfecten Lituiten nur flüchtig berührt.

Wenn es sich aber zum Schluss doch nicht ganz umgehen liess, bei dem Kapitel „Verwandtschaft und Entwickelungsgeschichte“ eine kurze Kritik des Genus *Lituites* in seinem jetzigen Umfange, speciell aber der imperfecten Lituiten zu

geben und hieran einige theoretische Betrachtungen zu knüpfen, so hat der Verlauf der Untersuchung dazu hingedrängt. Ich war mir des Bedenklichen eines derartigen Vorgehens vollkommen bewusst, als ich den sicheren Boden der Beobachtung verliess; unwillkürlich aber musste ich mir beim Verfolgen des Schalwachsthums ein Bild des jugendlichen *Lituites lituus* reconstruiren, wobei denn andererseits eine kurze Besprechung der Stammesgeschichte unabweisbar erschien. Ich bitte daher diese Schlussbetrachtungen mit Nachsicht aufzunehmen und dabei zu berücksichtigen, dass dieselben nichts weniger als eine endgültige Lösung dieser schwierigen Frage bezwecken, sondern vielmehr eine Anregung hierzu sein sollen.

Die instructivsten und besterhaltenen Stücke des reichhaltigen Materiales, über welches ich verfügen konnte, sind im mineralogischen Museum zu Königsberg i. Pr. aufbewahrt; die Sammlung der physikalisch-ökonomischen Gesellschaft besitzt ausser mehreren grösseren Fragmenten ein vollständig erhaltenes Individuum.

Die Herren Bauer und Jentzsch haben mir diese sämmtlichen Stücke in der liebenswürdigsten Weise zur Untersuchung übergeben, ausserdem verdanke ich Einzelnes der Bereitwilligkeit des Herrn Kiesow in Danzig. Es ist mir angenehme Pflicht, genannten Herren hiermit meinen verbindlichsten Dank abzustatten.

Um im Texte allzuviel Citate zu vermeiden, lasse ich hier ein Verzeichniss derjenigen Literatur folgen, auf welche ich mich bezogen habe; das Verzeichniss macht keinen Anspruch auf absolute Vollständigkeit, sondern berücksichtigt hauptsächlich diejenigen Werke, in denen die Beschreibung durch eine Figur erläutert wird.

1731. Jac. Theod. Klein, Descriptiones tubulorum marinorum. Gedani et Lipsiae. Tubulus concameratus apice spirae modo intorto pag. 25. t. 5. f. B.

1771. Knorr und Walch, Naturgeschichte der Versteinerungen. *Lituites* Bd. III. pag. 162. Suppl. t. 4c. f. 1.

1808. Deny de Montfort, Conchyliologie systématique. Paris 1808 bis 1810. Bd. 1. *Lituites lituus* pag. 279.

1811. Parkinson, Organic Remains of a former World Bd. III. *Spirulites* pag. 111. t. 7. f. 18. u. 19. (?), (non t. 6. f. 11).

1813. Schlotheim, Beiträge zur Naturgeschichte der Versteinerungen etc. in Leonhard's Taschenbuch für die gesammte Mineralogie, 7. Jahrg. I. Abth. *Lituites lituus* pag. 34.

1820 u. 1821. Schlotheim, Petrefactenkunde und Nachträge zur Petrefactenkunde. *Orthoceratites undulatus* pag. 55 und I. pag. 58. t. 9. f. 1.

1837. Hisinger, Lethaea Suecica, *Lituites lituus* t. 8. f. 5a u. b.

1849. Quenstedt, Petrefactenkunde I., Cephalopoden. *Orthoceratites undulatus* pag. 44. t. 1. f. 24a u. b. *Lituites lituus* pag. 50. (non t. 1. f. 25!)

1850. v. d. Borne, Zeitschr. d. d. geol. Ges. Bd. II. *Lituites lituus* pag. 69.

1857. Ernst Boll, Silur-Cephalopoden; Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg, 11. Jahrgang. *Lituites perfectus* pag. 85. t. 9. f. 30 (non f. 31!)

1858. Fr. Schmidt, Silurformation Ehstlands etc.; Archiv für die Naturkunde Liv-, Ehst- und Kurlands, 1. Serie, Bd. II. *Lituites lituus* pag. 2(0.

1860. C. Lossen, Ueber einige Lituiten; Zeitschr. d. d. geolog. Ges. Bd. VII. *Lituites lituus* pag. 16. t. 1. f. 1 a – d.

1869. G. Karsten, Versteinerungen in den Geröllen Schleswigs und Holsteins. *Lituites perfectus* pag. 53. t. 19. f. 3. (non f. 1 u. 2.)

1876. Ferd Römer, Lethaea palaeozoica. *Lituites lituus* t. 6. f. 7.

1880. Ad. Remelé, Ueber einige neue oder seltene Versteinerungen aus silurischen Diluvialgeschieben der Gegend von Eberswalde (in der Festschrift zur fünfzigjährigen Jubelfeier der Forstakademie Eberswalde; Berlin, Jul. Springer). *Lituites lituus* pag. 216. t. 1. f. 1a u. b. *Lituites applanatus* pag. 240. t. 1. f. 6a u. b.

1881. H. Schröder, Beiträge zur Kenntniss der in ost- und westpreussischen Diluvialgeschieben gefundenen Silurcephalopoden; Schriften der physik.-ökonom. Ges. zu Königsberg Bd. XXII. Abth. 1. *Lituites lituus*. pag. 58.

## I. Die Schale.[1])

### a. Die äussere Gestalt.

Treffender konnte Breyn die Form der Lituitenschale nicht bezeichnen, als mit den Worten: „Lituum vocavi a similitudine figurae externae, cum l i t u o a u g u r u m antiquorum aput Romanos"; und wenn er weiterhin angiebt „adeoque quasi ex Orthocerate, de quo infra et Ammonia compositum videtur", so hat diese anscheinend künstliche Zweitheilung der Schale eine nachweisbare natürliche Grundlage. Die Zeit, in welcher das Thier anfing die Schale nicht mehr in der Spirale, sondern in gerader Richtung zu bauen, muss jedenfalls von tiefeingreifenden Veränderungen im Organismus begleitet gewesen sein, Veränderungen, die, wie ich gleich bemerken will, ihre sichtbaren Spuren auch im Innern der Schale zurückliessen.

Es ist daher sicherlich gerechtfertigt, die beiden Theile,

---

[1]) Um Weitschweifigkeiten in der Beschreibung zu vermeiden, werde ich sofort die Bezeichnungen „Bauch und Rücken" einführen, und zwar denke man sich die Schale auf den spiralen Theil gestellt, den geraden Theil nach oben und die Spirale vom Beschauer abgekehrt. Ich nenne dann die dem Beschauer zugekehrte Seite Bauchseite, die abgewendete Rückenseite; die Ausdrücke rechts, links, oben, unten ergeben sich damit von selbst.

jeden gesondert für sich, zu betrachten, ohne hierdurch eine unnatürliche Trennung von Zusammengehörigem herbeizuführen. Es liegt allerdings einige Schwierigkeit in der Beantwortung der Frage, wo endet die Spirale und wo beginnt der gestreckte Theil; soll der gestreckte Theil von da an gemessen werden, wo der letzte Umgang vollendet ist, oder aber von da ab, wo die Schale beginnt, constant in ein und derselben Richtung fortzuwachsen? Beide Punkte treffen nicht immer zusammen; je nachdem man daher den gestreckten Theil beginnen lässt, zählt derselbe einige Kammern mehr oder weniger. Das erste Merkmal für den Anfang des gestreckten Theiles scheint mir das naturgemässeste, da dasselbe mit dem Zeitpunkte zusammentrifft, wo die Kammern allseitig eine gleiche Höhe erreicht haben, was für die älteren Kammern nicht gilt; ich werde daher in Folgendem nach obigem Principe verfahren. Die Schale zerfällt also in: einen aufgerollten gekammerten Theil und in einen geraden gekammerten Theil; als eine Unterabtheilung des letzteren ist die Wohnkammer aufzufassen.

### 1. Der aufgerollte gekammerte Theil (Spirale).
### Taf. X. Fig. 1 a u. 8 und Taf. XI. Fig. 1.

Vier nicht involute, dicht aneinander liegende Windungen bilden nach Lossen [1]) die Spirale. Keines meiner Exemplate ist vollständig genug erhalten, um die vier Windungen zu zeigen, doch lässt bei einem der sehr scharfe Abdruck erkennen, dass deren jedenfalls nicht mehr vorhanden waren (vergl. Taf. X. Fig. 8). Der Querschnitt der Spirale, den Lossen abbildet, zeigt, dass die Windungen dicht aneinander liegen; meine Untersuchungen haben jedoch ergeben, dass nicht allein dies der Fall ist, sondern auch, dass jede folgende Windung durch das Eingreifen der vorhergehenden auf der Dorsalseite schwach eingebuchtet ist (Taf. X. Fig. 8a).

Der Querschnitt der einzelnen Windungen ist, so weit sich dieselben beobachten lassen, ein eiförmiger, und zwar ist die breite Seite nach dem Innern gewendet. Das Verhältniss der beiden Axen nimmt, wie man aus der folgenden Tabelle ersieht, mit vorschreitendem Wachsthum der Schale mehr und mehr ab. Bei dem auf Taf. X. Fig. 8 abgebildeten Exemplare IVS [2]), dessen eine Windung ich nach beiden Durchmessern genau ausmessen konnte, ergaben sich die Maasse wie folgt:

---

[1]) Lossen, l. c. pag. 16.
[2]) Siehe unter Tabelle No. 1.

## Tabelle No. 1.

Verhältniss des ventro-dorsalen (Dv) zum lateralen (Dl) Durchmes
im letzten Umgange der Spirale.

| K | 31 | 30 | 29 | 28 | 27 | 26 | 25 | 24 | 23 | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Dv : Dl | 4 : 3 | 4 : 3,25 | 4,25 : 3,25 | 4,5 : 3,5 | 4,75 : 3,5 | 5 : 3,5 | 5,25 : 3,75 | 5,5 : 3,75 | 5 : 4 | 5 |
| K | 21 | 20 | 19 | 18 | 17 | 16 | 15 | 14 | 13 | |
| Dv : Dl | ? | 5,25 : 4 | ? : 4,25 | ? : 4,25 | ? : 4,5 | 6,5 : 4,75 | 6,75 : 5 | 7 : 5 | ? | |
| K | 11 | 10 | 9 | 8 | 7 | 6 | 5 | 4 | 3 | |
| Dv : Dl | 8,5 : 6 | ? | 8,75 : 7 | ? | 10,5 : 9,5 | 11 : ? | 10 : 9,5 | 5 : 10 | 12 : ? | |

oder in runden Zahlen:

| K | 2 | 9 | 16 | 20 | 25 |
|---|---|---|---|---|---|
| Dv : Dl | 4 : 3 | 5 : 4 | 7 : 5 | 8 : 6 | 10 : 9 |

Hiernach scheint es, als ob die Grössenzunahme beider Durchmesser im Allgemeinen nach einer arithmetischen Progression stattfinde. Gegen das Ende der letzten Windung wird der Querschnitt breiteiförmig, indem auf der Ventralseite zwei Längskanten hervortreten, die jedoch mit fortschreitendem Wachsthum wieder verschwinden. (Vergleiche hiermit den Querschnitt von *Lituites applanatus* Rem., l. c. t. 1. f. 6 b; bei meiner Figur würden dieselben auf dem Querschnitt CD hervortreten.)

Da nach Remelé bei *Lituites lituus* der Durchmesser stets kleiner (etwa 22—24 mm) sein soll als bei *Lituites perfectus* (31 mm), so kam es mir zunächst darauf an, diese Grösse bei möglichst vielen Individuen zu messen, da eine genaue Angabe dieses specifisch wichtigen Kennzeichens von Bedeutung ist. Vergleichsweise habe ich die Durchmesser von Remelé's (R), Lossen's (L) und Klein's (K) Abbildungen angegeben.

## Tabelle No. 2.[1])

| | L | R | III S | I S | II S | IV S | K |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| AB | 23 | 23,5 | 24 | 24 | 26 | 30 | 30 |
| CD | 19 | 19 | ? | 20 | ? | 25,3 | 26 |

[1]) Die einzelnen Individuen wurden mit fortlaufenden römischen Ziffern bezeichnet; da jedoch mit Ausnahme eines einzigen vollständig erhaltenen (I), die übrigen Stücke nur Fragmente sind, so erforderten dieselben je nach dem Theil der Schale, welchem sie angehörten, eine besondere Bezeichnung durch angehängte Buchstaben S, G und W. Es bedeutet also II S die Spirale von No. II, II G den gestreckten Theil von No. II, II W die Wohnkammer von No. II, wobei jedoch zu beachten ist,

Nach dieser Zusammenstellung dürfte der von Remelé beanspruchte Werth der Grösse des Durchmessers als unterscheidendes Merkmal von *Lituites perfectus* demselben nicht zukommen. Die Grössen der einzelnen Durchmesser schwanken innerhalb verhältnissmässig so weiter Grenzen — 23 (nach Remelé sogar 22) bis 30 mm —, dass eine Verwerthung dieses Merkmals als Art-Kennzeichen nicht zulässig ist. Ich bemerke noch, dass eine etwaige Verwechselung der Spirale IVS mit *Lituites perfectus* nicht möglich ist, da ich an diesem Exemplare die Einbuchtung der Windungen auf der Dorsalseite beobachtet habe, abgesehen von anderen Merkmalen jedenfalls der sicherste Beweis für *Lituites lituus*. Die Zahl der Kammern im spiralen Theil scheint eine recht beträchtliche gewesen zu sein; Exemplar No. IS (vergl. Taf. X. Fig. 1a und Taf. XI. Fig. 1) zeigt auf etwa $1^1/_2$ Umgänge deren 28; No. IVS (Taf. X. Fig. 8) auf etwas mehr als einen Umgang deren 26. Nach Lossen betrug die Zahl der Kammern auf einen halben Umgang 12. Ich glaube nicht fehl zu gehen, wenn ich auf Grund obiger Angaben die Zahl der Kammern auf etwa 50—60 schätze.

Die Form der Kammern ist, abgesehen von ihrem Querschnitt, von derjenigen des gestreckten Theiles wesentlich verschieden. Auf der Dorsalseite sind dieselben beträchtlich niedriger als auf der Ventralseite, wie die folgende Tabelle lehrt (vergl. auch Taf. X. Fig. 1a u. 8). Ferner bildet die Kammernaht auf der Dorsalseite einen kleinen schwachen Lobus nach rückwärts, sicher nur eine Folge des festen Aneinanderliegens der Windungen.

(Siehe Tab. 3 auf pag. 162.)

Aus dieser Tabelle folgt zunächst, dass die Höhe der Kammer ganz allmählich und stetig zunimmt bis etwa zur letzten Windung, wo die von mir untersuchten Exemplare eine ganz plötzliche Zunahme der Kammerhöhe zeigen. Weiter folgt hieraus, dass mit zunehmendem Alter die Differenz der Kammerhöhen immer geringer wird, bis sie vollständig verschwindet, wie das gewöhnlich am Ende der letzten Windung eintritt. Annähernd kann die laterale Höhe der Kammer als arithmetisches Mittel der dorsalen und ventralen angesehen werden.

---

dass die so bezeichneten Abschnitte nicht nothwendiger Weise ein und demselben Individuum angehören. — Bei der Nummerirung der Kammer (K) wurde stets die jüngste mit No. 1 bezeichnet und von hier ab rückwärts gezählt. — Sämmtliche Maasse sind in Millimetern ausgedrückt.

## Tabelle No. 3.[1])

### Ueber die Höhen der Kammern in der Spirale.

(Es bedeutet: Hv Höhe der Kammer auf der Ventralseite, Hd Höhe der Kammer auf der Dorsalseite, Hm Höhe der Kammer auf der Mitte der Seiten.)

| IS | | | | IVS | | | | IIIS | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| K | Hv | Hd | Hm | K | Hv | Hd | Hm | K | Hv | Hd | Hm |
| 28 | 7 | 7 | 7 | 5 | 6 | 6 | 6 | 7 | 5,5 | 5,5 | 5,5 |
| 29 | (7,5) | 5,5 | 6,5 | 6 | 6,5 | 6,5 | 6,5 | 8 | (5) | 3 | 3,5 |
| 30 | (8) | 4,25 | 6,25 | 7 | 8 | ? | ? | 9 | (5) | 2,25 | 3,5 |
| 31 | 6,25 | 3,5 | 5 | 8 | 6,75 | (2,25) | 4,5 | 10 | 3 | 2,5 | 2 |
| 32 | (6) | 3 | 4,5 | 9 | ? | ? | ? | 11 | 2,5 | 2 | 1,5 |
| 33 | (5,25) | 2,75 | 4 | 10 | ? | ? | ? | 12 | ? | ? | 2 |
| 34 | (4,5) | 2,5 | 3,5 | 11 | 5,5 | (1,5) | 3,33 | 13 | ? | ? | 2 |
| 35 | (3,75) | 2,20 | 3 | 12 | 4,25 | (1,75) | 3 | 14 | ? | ? | 1,75 |
| 36 | (3,25) | 2 | 2,75 | 13 | 4 | (1,75) | 3 | 15 | ? | ? | 1,75 |
| 37 | (3) | 1,75 | 2,50 | 14 | 4 | 1,75 | 2,75 | 16 | ? | ? | 1,75 |
| 38 | (2,75) | 1,5 | 2,25 | 15 | (3,25) | 1,25 | 2,25 | 17 | ? | ? | 1,75 |
| 39 | (2,75) | 1,5 | 2,25 | 16 | (3,25) | 1,25 | 2,25 | 18 | (3,5) | 1 | 2,25 |
| 40 | (2,5) | 1,5 | 2 | 17 | (3,25) | 1,25 | 2 | 19 | (3,5) | 1 | 2,25 |
| 41 | \| | \| | \| | 18 | (2,75) | 1,25 | 1,75 | | | | |
| 42 | \| | \| | \| | 19 | \| | \| | \| | | | | |
| 43 | \| | \| | \| | 20 | \| | \| | \| | | | | |
| 44 | \| | \| | \| | 21 | \| | \| | \| | | | | |
| 45 | \| | \| | \| | 22 | 2,5 | \| | \| | | | | |
| 46 | \| | \| | \| | 23 | \| | \| | \| | | | | |
| 47 | \| | \| | \| | 24 | \| | \| | \| | | | | |
| 48 | 2,25 | 1,25 | 1,75 | 25 | \| | \| | \| | | | | |
| 49 | ? | ? | ? | 26 | \| | \| | \| | | | | |
| 50 | ? | ? | ? | 27 | \| | \| | \| | | | | |
| 51 | ? | 1.25 | ? | 28 | 2,25 | 1 | \| | | | | |
| 52 | (2) | 1,25 | 1,5 | 29 | 2,25 | 0,75 | 1,5 | | | | |
| 53 | \| | \| | \| | 30 | 2 | 0,75 | 1,5 | | | | |
| 54 | \| | \| | \| | 31 | 2 | 0,75 | 1,5 | | | | |
| 55 | \| | \| | \| | | | | | | | | |
| 56 | (1,5) | 1 | 1,25 | | | | | | | | |

### 2. Der gestreckte gekammerte Theil.

Taf. X. Fig. 1 — 7 und Taf. XI. Fig. 1.

Das auf Taf. X. Fig. 1 und Taf. XI. Fig. 1 abgebildete Exemplar zeigt diesen Theil der Schale in seiner ganzen Länge, so dass wir von demselben bei der Untersuchung ausgehen

[1]) Die Maasse können nicht als absolut richtig gelten, da die einzelnen Kammerhöhen oft um kaum messbare Grössen differiren; dies wird durch | bezeichnet. Die eingeklammerten Zahlen sind berechnet.

können. Wenn auch, wie bereits bemerkt, mit dem Beginn des gestreckten Theiles die Kammern eine allseitig gleiche Höhe erlangt haben, so ist doch noch der Querschnitt derselben ein stark elliptischer, wie die folgende Tabelle zeigt.

Tabelle No. 4.

Verhältniss der Durchmesser in den ersten Kammern des gestreckten Theiles.

| III S | | IV S | |
|---|---|---|---|
| K | Dv:De | K | Dv:De |
| 4 | 9,75:9 | 1 | 14:13 |
| 5 | 9,75:8 | 2 | 13:? |
| 6 | 9,5:7 | 3 | 12:? |
| | | 4 | 11,5:10 |
| | | 5 | 11:9,5 |

Es ergiebt sich hieraus in Verbindung mit Tabelle No. 1 deutlich die Tendenz, mit fortschreitendem Wachsthum die Differenz der Durchmesser immer mehr und mehr auszugleichen, um endlich den kreisförmigen Querschnit herzustellen, welchen das Thier während seiner späteren Lebenszeit beibehält. Die ersten Kammern des gestreckten Theils stehen also morphologisch zwischen jenen der Spirale und den jüngeren des gestreckten Theils. Hiermit in Einklang steht auch die Biegung dieses Schaltheils, der noch nicht in gerader Richtung fortwächst, sondern einen dorsalwärts gekrümmten, schwachen Bogen bildet, wie Hisinger treffend sagt, „gleichsam als wolle die Röhre die Spirale nicht verlassen". Diese dorsale Krümmung, welche der Schale ihr charakteristisches Bischofstab-ähnliches Aussehen verleiht, halte ich für einen wesentlichen Charakter des Genus *Lituites* Breyn (im engern Sinne), wie ich später weiter ausführen werde.

Mit Schluss dieser Entwickelungsphase, d. h sobald das Thier beginnt stetig in ein und derselben Richtung weiter zu wachsen, ist auch die normale Form der Luftkammern erreicht: ein Cylinder, oder richtiger ein sehr spitzer abgestumpfter Kegel, dessen hinteres Ende durch eine nahezu halbkugelige Fläche, deren tiefster Punkt excentrisch liegt, geschlossen ist.

Da der gestreckte Theil einen spitzen Kegel bildet, so wäre zunächst zu untersuchen, nach welchem Gesetze dessen Wachsthum stattfindet; am einfachsten drückt dies der Winkel

des Kegels aus; wenn man sich einen Winkel von 5° 15′ bis 45′ aufzeichnet, so stellt derselbe einen centralen Längsschnitt von *Lituites lituus* vor. Da jedoch die Mehrzahl der Autoren die Breitezunahme durch den sogen. Wachsthumscoëfficienten ausdrückt, so soll derselbe auch hier berücksichtigt werden.

Nach Lossen und Remelé ist derselbe ein gutes Merkmal, um Bruchstücke des geraden Theils von *Lituites lituus* von solchen des *Lituites perfectus* unterscheiden zu können, und zwar soll er bei ersterem $1/_8$, bei letzterem $1/_{13}$ betragen, oder aber mit anderen Worten, der Schalkegel von *Lituites perfectus* ist spitzer (die Differenz der Winkel beträgt etwa 4°) als jener von *Lituites lituus*.

Ich habe nun diese Grösse an möglichst vielen Exemplaren untersucht und dabei gefunden, dass eine genaue Angabe derselben nur dadurch erlangt werden kann, dass die Maasse, welche der Berechnung zu Grunde liegen, an möglichst grossen Bruchstücken genommen werden; je kleiner letztere sind, um so ungenauer werden auch die Resultate sein. Man kann sich hiervon leicht überzeugen, wenn man z. B. an Exemplar No. 1 Taf. X. Fig. 1 und Taf. XI. Fig. 1, von der Wohnkammer anfangend, von jeder Kammer den Wachsthumscoëfficienten berechnet, erlangt man Zahlen, die zwischen $1/_6$ und $1/_{11}$ liegen. Die folgende Tabelle ergiebt aber, dass auch der möglichst genau ermittelte Wachsthumscoëfficient zwischen $1/_6$ — $1/_{11}$, also einer Differenz des Schalenwinkels von 30′ entsprechend, schwankt.

(Siehe Tabelle No. 5 auf pag. 165.)

Es ergiebt sich hieraus, dass trotz der nicht unbeträchtlichen Schwankung dem Wachsthumscoëfficienten so lange ein gewisser specifischer Werth zukommt, als nicht ausführliche Messungen von *Lituites perfectus* vorliegen, welche beweisen, dass dessen schlankere Form durch unmerkliche Uebergänge mit dem plumperen *Lituites lituus* verbunden ist.

Auf Tafel X. wurden die Längsschnitte in der Weise neben einander geordnet, dass gleicher Durchmesser am oberen Ende sich in gleicher Höhe mit einem als Grundlage der Vergleichung dienenden Exemplare befanden; es wurde hierzu Exemplar No. I G als das am vollständigsten erhaltene Stück ausgewählt und dann die folgenden Exemplare so neben einander gestellt, dass sich z. B. der obere Durchmesser des Exemplars No. II G auf Taf. X. Fig. 2 in gleicher Höhe mit demselben Durchmesser des Exemplars No. I G befindet. Man

## Tabelle No. 5.

Zusammenstellung der Wachsthumscoëfficienten der Exemplare I—VIII.

| | IG | IIG | IIIG | IVG |
|---|---|---|---|---|
| Gemessene Länge . . . . | 170[1] | 70[2] | 75[3] | 108[4] |
| Durchmesser oben . . . . | 30 | 29 | 29,5 | 26 |
| Durchmesser unten . . . . | 12 | 20 | 21 | 15 |
| Wachsthumscoëfficient . . | $\frac{18}{170} = \frac{1}{9,5}$ | $\frac{9}{70} = \frac{1}{8}$ | $\frac{8}{75} = \frac{1}{9,5}$ | $\frac{11}{108} = \frac{1}{10}$ |

| | VG | VIG | VIIG | VIIIG |
|---|---|---|---|---|
| Gemessene Länge . . . . | 154[5] | 75[6] | 167[7] | 280[8] |
| Durchmesser oben . . . . | 39 | 27 | 28,5 | 45 |
| Durchmesser unten . . . | 24 | 17 | 12 | 17 |
| Wachsthumscoëfficient . | $\frac{15}{154} = \frac{1}{10}$ | $\frac{10}{75} = \frac{1}{7,5}$ | $\frac{16}{167} = \frac{1}{10,5}$ | $\frac{28}{280} = \frac{1}{10}$ |

sieht nun, dass die nächstfolgenden Durchmesser gleicher Grösse Niveaudifferenzen zeigen, deren Grösse nach bekannten mathematischen Sätzen von dem Schalenwinkel abhängig ist. Weiter aber sieht man, dass wenn z. B. zwei gleiche Durchmesser in gleicher Höhe liegen, wie der 20 mm betragende Durchmesser der Fig. 1 u. 4. Taf. XI., zwei nächstfolgende gleiche Durchmesser Niveaudifferenzen zeigen können, welche den bereits früher erbrachten Beweis bestätigen, dass der Schalenwinkel oder Wachsthumscoëfficient nicht an allen Stellen der Schale gleichen Werth besitzt, sondern geringen Aenderungen unterworfen ist, die allerdings für die Gesammtheit der Schale ohne Bedeutung sind, bei Bruchstücken aber leicht zu Irrungen Veranlassung geben können.

Mit Berücksichtigung des letzteren Umstandes liesse sich ein einfaches graphisches Verfahren zur schnellen Unterscheidung nahe verwandter ähnlicher Formen verwerthen, natürlich nur unter der Voraussetzung, dass der Schalenwinkel für die

[1]) Basis der Wohnkammer bis zum Beginn der 24. Kammer.
[2]) Basis der Wohnkammer bis zur Basis der 8. Kammer.
[3]) Basis der Wohnkammer bis zur Basis der 12. Kammer.
[4]) Basis der Wohnkammer bis zum Beginn der 15. Kammer.
[5]) Gesammtlänge des Fragmentes.
[6]) Gesammtlänge des Fragmentes.
[7]) Basis der Wohnkammer (?) bis zur Basis der 22. Kammer.
[8]) Gesammtlänge des Fragmentes.

Species nahezu constant ist. Man zeichne einen centralen Längsschnitt der zu vergleichenden Formen und bringe gleiche Durchmesser in dieselbe Höhe; ergeben nun irgend welche anderen gleichen Durchmesser grosse Niveaudifferenzen, so sind die beiden Stücke specifisch verschieden, im entgegengesetzten Falle ident. Dazu sind an jedem Stücke vier Messungen erforderlich, eine grössere Zahl erhöht natürlich die Genauigkeit.

Da die Höhe der Luftkammern vielfach zur Unterscheidung der Arten benutzt wurde, so ist auch dieses Merkmal auf seine Zuverlässigkeit zu prüfen, und zwar ist hier zunächst zu untersuchen:

1. ob mit gleichmässiger Zunahme in die Breite auch eine gleichmässige Zunahme der Kammerhöhe vorhanden ist;
2. ob gleichen Durchmessern eine gleiche Höhe der Kammer entspricht.

Die zweite Frage erledigt sich schnell: wie ein Blick auf Taf. X. und die folgende Tabelle zeigt, muss dieselbe unbedingt verneint werden.

(Siehe Tabelle No. 6 auf pag. 167.)

Die erstere Frage kann dagegen nicht befriedigend beantwortet werden; es scheint zwar, als ob eine Tendenz, die Höhe der Kammern zu vergrössern, zu erkennen sei, jedenfalls wird dieselbe aber so vielfach gestört, dass der Längsschnitt eine unregelmässige Aufeinanderfolge hoher und niedriger Kammern darzustellen scheint. Die Beispiele auf Tafel X. werden dies näher erläutern (vergleiche die nachstehende Tabelle). Exemplar I G Taf. X. Fig. 1 und Taf. XI. Fig. 1 zeigt von Kammer 28—20 eine Zunahme der Kammerhöhe, 18 ist dagegen beinahe $^1/_4$ niedriger als 20, und bis 9 erreicht keine die Höhe der Kammer 20; von 9 bis 5 nimmt die Höhe wieder zu, um dann wieder abzunehmen und zwar so rapide, dass die beiden der Wohnkammer voraufgehenden Kammern an Höhe etwa der 14. Kammer gleich sind.

Aehnlich gestalten sich die Kammerhöhen bei II G und III G auf Taf. X. Fig. 2 und 3, nur ist bei letzterem der plötzliche Wechsel zwischen hohen und auffallend niedrigen Kammern noch in die Augen fallender. Hier nimmt die Höhe von 16—12 zu, von da wieder ab, um schliesslich in den Kammern 10 und 9 nur die Hälfte der früheren Höhe zu erreichen. Es tritt nun noch ein zweimaliger Wechsel der Höhe ein, so dass die der Wohnkammer voraufgehende Kammer ebenfalls wieder viel niedriger ist als ihre Vorgängerin.

Ich will die Beispiele nicht weiter ausführen; die Abbil-

## Tabelle No. 6.[1])

(Es bedeutet D Durchmesser, H Höhe der Kammer).

| I G | | II G | | III G | | IV G | | V G | | VI G | | VII G | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| D | H | D | H | D | H | D | H | D | H | D | H | D | H |
| 30 | 6 | 29 | 5,5 | 29,5 | 4 | 26 | 10,5 | 33 | 11 | 27,5 | 15 | 28.5 | 17 |
| 29,5 | 6 | 28 | 8 | ? | 8 | 25 | 8,5 | 32 | 10 | 26 | 13 | 27 | 16 |
| 28,75 | 9 | 27 | 7 | 28,25 | 6 | 24 | 7,25 | 31 | 10,5 | 24,5 | 11,5 | 26 | 15,5 |
| 28 | 10,25 | 26 | 10 | 27,5 | 3,5 | 23 | 6,25 | 30 | 10 | 23 | 11,5 | 24 | 13,5 |
| 27 | 11 | 25 | 10 | 27 | 4,5 | 22 | 5 | 29 | 10,25 | 21 | 11,5 | 22 | 12 |
| 25,5 | 10,5 | 24 | 10 | 26 | 3,75 | 21 | 3,5 | 28 | 10,25 | 19 | 11 | 21 | 10 |
| 24,5 | 10,5 | 22,75 | 9,5 | 26 | 8 | 20,5 | 6,5 | 27 | 11 | 17 | — | 20 | 8 |
| 23,75 | 8,75 | 21,5 | 9,5 | 25 | 6,5 | 20 | 8,25 | 26 | 11,5 (?) | | | 19 | 7 |
| 22,5 | 7 | 20,25 | | 24 | 4,25 | 19 | 8,25 | 25 | 11,5 (?) | | | 18,5 | 5 |
| 21,75 | 6 | | | 24,5 | 5 | 18 | 8 | 24,5 | — | | | 17 | 5,75 |
| 21,25 | 7 | | | 23 | 8,5 | 17 | 7,5 | | | | | 16 | 5 |
| 20,5 | 8 | | | 22 | 9,25 | 16,5 | 6,5 | | | | | 16 | 4 |
| ? | 5,5 | | | 21 | 8 | 16 | 6 | | | | | 15,75 | 4,75 |
| 19 | 5,75 | | | ? | 9 | 15,5 | 7 | | | | | 15 | 3,75 |
| 18,5 | 4,75 | | | 19 | 7,5 | 15 | — | | | | | 14,5 | 6 |
| 18 | 5 | | | 18 | 7,5 | | | | | | | 13,75 | 6,25 |
| 17,5 | 6,5 | | | 17,5 | ? | | | | | | | 13,5 | 5 |
| 17 | 7,25 | | | ? | 5,75 | | | | | | | 13,25 | 4,5 |
| 16 | 8 | | | ? | 5,75 | | | | | | | 13 | 4,5 |
| 15 | 8 | | | ? | 5 | | | | | | | 12,25 | 4 |
| 14 | 8 | | | 15 (?) | 3 | | | | | | | 12 | 4,5 |
| 13 | 7,5 | | | ? | ? | | | | | | | 12 | 4,5 |
| 12,5 | 7,5 | | | ? | ? | | | | | | | 11 | |
| 12 | ? | | | ? | ? | | | | | | | | |
| 10,5 | 8 | | | 12,5 | 5,5 | | | | | | | | |
| 9,5 | 7 | | | ? | 5,25 | | | | | | | | |
| 9 | 7 | | | ? | 5,5 | | | | | | | | |
| 8,75 | 7 | | | ? | 3,25 | | | | | | | | |

dungen erläutern dies Verhalten klarer und kürzer; das wird aber zuzugeben sein, dass ein Kennzeichen, wie die Kammerhöhe, die bei ein und demselben Individuum so vielfach wechselt, specifisch nicht verwerthbar ist.

Nach BARRANDE soll bei *Lituites lituus* die der Wohnkammer vorhergehende Kammer stets niedriger sein, als die nächst älteren; Taf. XI. sowie Tabelle No. 6 beweisen jedoch, dass dies nicht immer der Fall ist; thatsächlich zeigen dies Verhalten nur II G und III G, fraglich auch VII G, I G zeigt

[1]) Die Durchmesser sind stets am oberen Ende der Kammer gemessen.

statt einer, zwei gleich hohe Kammern, die allerdings beide niedriger sind, als die nächst vorhergehenden. Im Widerspruch mit BARRANDE's Angabe stehen jedoch IV G und V G, bei V G ist die letzte Kammer höher als die nächsten fünf älteren, bei IV G ist die letzte Kammer die höchste von sämmtlichen noch erhaltenen. Wie ist dies zu erklären? Soll man annehmen, dass diejenigen Exemplare, welche ersteres Verhalten zeigen, ausgewachsenen Individuen angehört haben, da KEFERSTEIN ein Gleiches von ausgewachsenen Schalen des *Nautilus pompilius* berichtet? Scheinbar wird diese Deutung dadurch unterstützt, dass die Durchmesser der jene Erscheinung zeigenden Exemplare nahezu gleich gross sind, während der Durchmesser von IV G auf Taf. X. Fig. 4 beträchtlich kleiner ist, die Schale also einem entschieden jüngeren Thiere angehört haben muss. Hiergegen spricht jedoch V G auf Taf. X. Fig. 5. Dasselbe hat unterhalb der Wohnkammer den grössten Durchmesser von sämmtlichen abgebildeten Schalen; es gehört also einem Thiere von jedenfalls vorgerückterem Alter an als etwa I G oder III G, aber nichtsdestoweniger ist die letzte Kammer höher als die nächsten fünf älteren.

Mein Material ist nicht ausreichend genug, und die vorhandenen Abbildungen gewähren keinen Aufschluss, um zu entscheiden, ob die Kammerbildung bei V G nur eine Ausnahme ist, und gesetzmässig beim erwachsenen Thiere die Höhe der letzten Kammer beträchtlich niedriger ist als die der vorhergehenden, oder aber ob auch hier jene Zufälligkeiten maassgebend waren, deren Einfluss auf den Absatz der älteren Kammerwände nicht zu verkennen ist.

Ob die Zahl der Kammern des gestreckten Theils bei ausgewachsenen Thieren die gleiche war, lässt sich nicht sagen, denn nur bei einem einzigen Exemplare (I G) kann deren Zahl mit Sicherheit angegeben werden, da es vollständig ist. Es sind bei demselben auf eine Länge von ca. 210 mm deren 28 zu zählen, mithin ebenso viel als der erhaltene ca. 60 mm lange Rest der Spirale zeigt. Rechnet man hier noch die fehlenden hinzu, so ergiebt sich, dass die Anzahl der Kammern der Spirale mindestens das $1\frac{1}{2}$ fache von derjenigen des gestreckten Theils betrug, oder aber dass auf gleiche Länge in der Jugend des Thieres eine grössere Zahl von Kammern kam als im späterem Alter. Da noch keine Beobachtung über die Zeitdauer, welche von dem Absatz der einen bis zum Beginn des Absatzes der folgenden Kammerwand bei *Nautilus pompilius* verstrich, vorliegen, so lässt sich die obige Beobachtung nicht weiter verwerthen; mindestens wäre es voreilig, wollte man mit Berücksichtigung des Kammervolumen schliessen, dass *Lituites lituus* in der Jugend rascher wuchs als im Alter.

## 3. Die Wohnkammer.
### Vergl. Taf. XI. Fig. 1 und 4.

Es ist eine der seltensten Erscheinungen bei *Lituites lituus*, dass dessen Wohnkammer ihrer ganzen Ausdehnung nach erhalten ist, in den meisten Fällen ist der in verschiedener Hinsicht wichtige Mundrand in Folge Verletzung der Schale nicht mehr zu beobachten. Daher mag es auch wohl gekommen sein, dass bis auf Lossen Genaueres über die Dimensionen derselben nichts bekannt war, wenn auch Quenstedt bereits früher den Mundrand beschrieben hatte

Zwei nahezu vollständig erhaltene Wohnkammern und ein grösseres Bruchstück einer solchen, setzen mich in den Stand, die früheren Beschreibungen derselben zu ergänzen.

### Tabelle No. 7.
Maasse der Wohnkammer.

| | I W | II W | III W | IV W | V W | VI W | L[1] |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Länge von der Basis bis zur Spitze der Ventralohren | 124 (?) | ? | ? | ? | ? | 145 (?) | 110 |
| Länge von der Basis bis zur Mitte des Lateralsinus | 114 | ? | ? | ? | ? | 133 | 104 |
| Durchmesser am Mundrand | 42 (?) | ? | ? | ? | ? | ? | 38 |
| Durchmesser an der Basis | 29,5 | 29 | 29 | 27 | 33 | 24,5 | 30 |
| Verhältniss des Durchmessers in der Basis zur Länge | $\frac{1}{4}$ | $\frac{1}{4}$ | $\frac{1}{4}$ (?) | $\frac{1}{4}$ (?) | $\frac{1}{4}$ | $\frac{1}{5}$ | $\frac{1}{3,66}$ |
| Berechnete Länge | 117,5 | 116 | 116 | 108 | 132 (?) | 123 (?) | 120 |
| Wachsthumscoëfficient | $\frac{1}{10}$ (70) | $\frac{1}{12}$ (36) | $\frac{1}{10}$ (60) | (?) | $\frac{1}{10}$ (75) | $\frac{1}{10}$ (80) | $\frac{1}{13}$ |

Hieraus ergiebt sich zunächst, dass das Verhältniss zwischen Durchmesser an der Basis und Länge ziemlich constant ist und nur innerhalb geringer Grenzen $^1/_4 - {}^1/_5$ schwankt.

Nach Lossen bilden sich am Mundrande zwei seitliche Fortsätze aus, welche gegen den Rücken hin einen tiefen Busen einschliessen. Diese Ohren erscheinen in ihrem mittleren Theil eingedrückt und neigen sich nach dem Innern der Schale einander zu.

---

[1]) Maasse von Lossen's Abbildung.

Dieser Beschreibung LOSSEN's kann ich nicht ganz beipflichten; wenigstens zeigen drei von mir untersuchte Exemplare übereinstimmend einen Verlauf des Mundrandes, der nur zur Hälfte eine derartige Ausbildung zeigt, wie LOSSEN sie beschreibt und abbildet. Sowohl LOSSEN als auch QUENSTEDT haben, wie aus ihren Abbildungen und Beschreibungen zur Genüge hervorgeht, zu beiden Seiten des tiefen Sinus der Anwachsrunzeln am Mundrande die Ohren beobachtet. Es erfordert dies unbedingt eine Lage der Schale auf die dorsalen Seite, falls nicht die ganze Wohnkammer vom Gesteine freigelegt war, was, wie ich gleich ausführen werde, weder bei LOSSEN's noch QUENSTEDT's Exemplar der Fall gewesen sein kann.

Meine beiden Exemplare sind jedoch so im Gesteine eingebettet, dass dieselben dem Beschauer nur die Seite zukehren. Der Mundrand zeigt nun ebenfalls zwei Ohren, deren eines sich seitlich des tiefen Ventralsinus der Wachsthumsrunzeln über dem stark ausgeprägten Ventralsattel befindet, das andere dagegen auf der Dorsalseite ebenfalls über einem Sattel, der jedoch nur auf dem dem Mundrande zunächst gelegenen Theil der Wohnkammer deutlich ausgeprägt ist, nach hinten jedoch verschwindet. Beide Ohren sind durch einen Ausschnitt von mässiger Tiefe, dem der Verlauf der Anwachsrunzeln entspricht, getrennt (Taf. XI. Fig. 1). LOSSEN und QUENSTEDT haben, wie bereits oben dargethan, die Existenz zweier Ohren zu beiden Seiten des tiefen Ventralsinus constatirt; hierzu tritt nun das Vorhandensein eines dritten Ohres, das sich auf derselben Seite mit einem der ersteren befindet. Wir sind aber genöthigt noch die Existenz eines vierten Ohres anzunehmen, das, wenn auch bis jetzt noch nicht direct beobachtet, vorhanden gewesen sein muss.

Bei *Lituites lituus* durchschneidet die Symmetrieebene den tiefen Sinus der Ventralseite, wie dies bei Betrachtung der Fig. 1. Taf. XI. hervortritt. Da nun aber das abgebildete Exemplar auf der Seite liegt, dem Beschauer also die eine Flanke zukehrt, so muss nothwendiger Weise auch die andere in gleicher Weise beschaffen gewesen sein, da anderen Falls die Symmetrie gestört wäre. Es wäre hier nur noch zu erwägen, ob die Mündung nicht etwa dreilappig, wie bei *Ophidioceras*, war, und das von mir beobachtete dritte Ohr nur das Bruchstück eines grossen, auf der Dorsalseite befindlichen Lappens war. Hiergegen spricht zunächst, dass dieses Ohr vollständig erhaltene Ränder zeigt, welche die Annahme einer Verletzung entschieden ausschliessen. Weiterhin aber werden wir zur Annahme eines vierten Ohres durch

den Verlauf der Wachsthumsrunzeln genöthigt, welche auf der Ventralseite zwei starke, auf der Dorsalseite zwei schwache Sättel bilden. Aus früheren Untersuchungen ist bekannt, dass den beiden starken Ventralsätteln am Mundrand zwei Ohren entsprechen, und die Existenz eines Ohres über dem einen der schwächeren Dorsalsättel habe ich oben nachgewiesen. Sind aber über drei dieser Sättel die entsprechenden Verlängerungen des Mundrandes dargethan, so zwingt die den Lituiten zukommende Symmetrie zur Annahme eines vierten Ohres über dem anderen Dorsalsattel.

Der Mundrand von *Lituites lituus* (vergl. Taf. XI. Fig. 1 u. 4) war also in vier Lappen ausgezogen, die auf der Ventral- resp. Dorsalseite paarweise angeordnet waren. Die Ventralohren waren, wie sich nicht allein aus der Grösse der Sättel vermuthen lässt, sondern auch durch die Beobachtung erwiesen ist, grösser als die Dorsalohren. Ihre Form ist schwer zu beschreiben; der an dem Ventralausschnitt gelegene Theil biegt sich horizontal um und erstreckt sich schief nach hinten gerichtet bis etwa zum Mittelpunkte, sodann biegt sich derselbe senkrecht nach oben um, dem Lateralausschnitt seine breite Unterfläche zukehrend. Von der Basis des Ohres verläuft auf dem horizontalen Theil eine tiefe, breite, aber bald verschwindende Furche, während auf dem verticalen Theil eine Falte bis nahe zur stumpfgerundeten Spitze reicht.

Die Ohren stellen sich also nicht als einfache Verlängerungen der Ventralsättel dar, wie bei Lossen's Abbildung, noch auch genau in der Weise wie bei Quenstedt's Figur. Lossen tadelt dieselbe mit Unrecht, es ist hier nur der horizontale Theil nicht gezeichnet, was vielleicht Folge einer Verletzung war; wäre derselbe angedeutet, so gebührte Quenstedt's Abbildung unstreitig der Vorzug vor derjenigen Lossen's, denn, von der Ventralseite gesehen, kehren die Ohren dem Beschauer ihre breite, volle Fläche zu, nicht ihre schmale Kante.

Wesentlich gleiche Beschaffenheit mögen auch die Dorsalohren gezeigt haben; beobachten lässt sich nur, dass dieselben kleiner waren.

Diese Verlängerungen des Mundrandes waren durch Ausschnitte getrennt, von denen die beiden lateralen gleich, der ventrale etwa doppelt so tief als jene waren. Wahrscheinlich waren beim erwachsenen Thiere die Ränder der Ausschnitte stark nach aussen übergebogen, so dass eine Rinne entstand, welche, am Ventralausschnitt nur kurz, an den Lateralausschnitten bis zur Spitze der Ventralohren (vielleicht auch der Dorsalohren) reichte. Ich schliesse das daraus, dass diese Ausbiegung viel stärker ist, als es zur Bildung einer gewöhnlichen Wachsthumsrunzel erforderlich war.

Obwohl meine Stücke nur den ventralen und lateralen Ausschnitt zeigen, so nöthigt jedoch der Verlauf der Wachsthumsrunzeln zur Annahme auch eines dorsalen Auschnittes. Dem tiefen ventralen Sinus entspricht ein tiefer Ausschnitt des Mundrandes; Taf. XI. Fig. 1 und 4 zeigen, dass dem Lateralausschnitt eine Einbiegung der Wachsthumsrunzeln entspricht. Da, wie ich vorausschicken will, dieselben auch auf der Dorsalseite eine, wenn auch ungemein schwache und nur am oberen Ende der Wohnkammer deutlich wahrnehmbare, Einbuchtung bilden, so sind wir berechtigt, auch hierfür einen Ausschnitt des Mundrandes anzunehmen, der entsprechend der leichten Biegung der Wachsthumsrunzeln, weniger tief als die drei übrigen Ausschnitte war.

Das Resultat dieser Betrachtung ergiebt also, dass bei *Lituites lituus* den Sätteln der Wachsthumsrunzeln Verlängerungen, ihren Einbiegungen dagegen Ausschnitte des Mundrandes entsprechen und aus der Höhe der Sättel auf die Höhe der Verlängerungen geschlossen werden kann.

Der Mundrand bei *Lituites lituus,* wie ich denselben theils auf Grund von directen Beobachtungen, theils von daraus gezogenen Schlüssen reconstruirt habe, weicht daher in seinem Verlaufe beträchtlich von Lossen's Darstellung desselben ab. Dass Lossen wirklich die beiden Ventralohren beobachtet hat, kann nach seinen Worten und seiner Abbildung nicht zweifelhaft sein, ob aber bei seinem Exemplar der seitliche und hintere Theil der Wohnkammer intact war, erscheint fraglich, denn in diesem Falle hätte er sicherlich die Ohren über den Dorsalsätteln bemerken müssen. Hiermit hängt auch die Lage der Ventralohren zusammen; in Lossen's Abbildung stehen dieselben fast in der Mitte der Seiten, ihre breite Fläche dem Beschauer zukehrend. Die vorhergehende Betrachtung hat jedoch gezeigt, dass die Mitte der Seiten durch den Lateralausschnitt eingenommen wird, und bei der gleichen Stellung der Exemplare die Ventralohren in Folge ihrer Drehung dem Beschauer die schmale Seite, ihre breite Seite aber der Ventralregion zukehren; vergl. Taf. XI. Fig. 1 u. 4.

Wenn aber, worüber Lossen sich nicht ausspricht, die beiden Fragmente, aus welchen jene Figur 1a zusammengesetzt ist, nicht einem und demselben Individuum angehören, so liesse sich allerdings noch die Frage erörtern, ob die beiden Ohren, welche Lossen bemerkt hat, wirklich die beiden der Ventralseite darstellen. Es wäre möglich, dass ihm eine Wohnkammer zur Untersuchung diente, die in ähnlicher Weise erhalten war, wie die auf Taf. XI. Fig. 1 abgebildete, in welchem Falle eine Verwechselung zwischen Ventral- und Lateralsinus vorläge.

Sehr einfach erklärte sich in diesem Falle, warum er nicht von Dorsalohren spricht.

### b. Sculptur und Zusammensetzung der Schale.

Taf. X. Fig. 10 und Taf. XI. Fig. 2 u. 3.

Am Mundrande fand in regelmässig sich wiederholenden Zwischenräumen eine Erweiterung resp. Einschnürung der Schale statt, deren Folge die Bildung von Runzeln resp. Furchen war, die daher in ihrem Verlaufe eine getreue Abbildung des ehemaligen Mundrandes liefern.

Dass diese Bildungen in regelmässigen Perioden von nahezu gleicher Dauer wiederkehrten, lässt sich an jedem grösseren Stück nachweisen. Wir erkennen das Bestreben, Runzeln und Furchen möglichst gleich gross herzustellen, so lange nicht eine Verletzung der Verwachsung des Mantels mit der Schale diesem Bestreben hinderlich entgegentrat. Eine jede Verletzung musste unbedingt die Regelmässigkeit der Sculptur beeinflussen. Solche Beschädigungen mögen nun öfters eingetreten sein und dadurch Anlass zu Unregelmässigkeiten gegeben haben; sicherlich dürften aber derartige, durch äussere Einflüsse bedingten Abweichungen nicht als Beweis gegen die Gleichmässigkeit der Aufeinanderfolge der Einschnürungen und Erweiterungen aufgeführt werden. Es sollen späterhin mehrere solche Unregelmässigkeiten im Verlauf der Wachsthumsrunzeln genauer beschrieben werden.

Nach dem, was eben über die Bedeutung der Wachsthumsrunzeln zur näheren Bestimmung des Mundrandes gesagt wurde, muss es von Interesse sein, deren Verlauf auf den ältesten Windungen zu untersuchen. Auf der Spirale, besonders auf den inneren Theilen derselben, treten die Runzeln auf den Seiten meist scharf, ja oft deutlicher als auf dem gestreckten Theile hervor, ungemein schwach dagegen auf der Bauch- und Rückenseite. Auf dem inneren Umgang des auf Taf. XI. Fig. 1 abgebildeten Exemplares beginnt auf der Dorsalseite die Runzel an der Kammernaht, erhebt sich dann, allmählich stärker werdend, auf den Seiten bis zur Hälfte der Kammerhöhe, um schliesslich auf der Ventralseite einen ziemlich tiefen Sinus nach rückwärts zu machen.

Soweit es nun meine Stücke erkennen lassen, ist auf der ganzen Spirale der Verlauf der Runzeln derselbe; leider giebt mir mein Material nicht hinreichend sicheren Aufschluss darüber. Doch wird diese meine Ansicht wesentlich durch Remelé's Figur 1 unterstützt, welche auch auf dem letzten Theil der Spirale den Verlauf der Runzeln ebenso angiebt, wie ich

denselben für die inneren Umgänge beschrieben habe, und sind in Uebereinstimmung mit meinen Exemplaren, die Runzeln hier ungleich schwächer ausgeprägt als auf dem inneren Theil der Spirale.

Auf der nächstanschliessenden Partie des gestreckten Theiles ist von einer Biegung der Runzeln auf den Seiten noch nichts zu bemerken. Der Verlauf ist nahezu der gleiche wie früher, nur dass auf den Seiten die Runzeln steiler nach vorn gerichtet sind und sich auf der Bauchseite ganz scharf umbiegen, um den tiefen, schmalen Ventralsinus zu beschreiben. Soweit ich beobachten konnte, behält die Schale diese Sculptur bei, bis sie die Krümmung der Dorsalseite überwunden. Von diesem Moment an macht sich auf den Seiten eine leichte Einsenkung der Runzeln wahrnehmbar, während zugleich der Bauchsinus flacher und breiter wird. [1]) Mit diesem Moment ist die Sculptur erreicht, welche dem erwachsenen Thiere zukommt, sich also nicht weiter ändert, sondern nur schärfer ausprägt.

Der normale Verlauf der Wachsthumsringe am oberen Ende der Wohnkammer, wie Fig. 10. Taf. X. denselben darstellt, ist daher folgender: Auf der Bauchseite bilden dieselben einen tiefen, breiten Sinus, dessen Seiten etwa unter einem Winkel von 135° bis 140° zusammenstossen, und so weit nach oben laufen, dass deren höchster Punkt in gleicher Linie mit dem tiefsten Punkte des übernächsten Ringwulstes liegt, vergl. Taf. XI. Fig. 1. Von hier ab senken sich dieselben wieder etwas, um auf der Mitte der Seiten wieder einen Sinus zu bilden, der etwa halb so tief ist wie ersterer, sodann wenden sich dieselben wieder nach oben bis etwa in die Höhe des Ventralsattels, um sich dann wieder nach rückwärts zu biegen und auf der Dorsalseite einen äusserst schwachen Sinus zu beschreiben, der überhaupt nur auf der Wohnkammer deutlich wahrnehmbar ist.

Wäre es nicht zu gewagt, aus diesem anfangs nur einfach, später komplicirter gestalteten Verlauf der Wachsthumsrunzeln einen Schluss auf die successiven Veränderungen des Mundrandes zu ziehen, so wäre anzunehmen, da die Mundöffnung im jugendlichen Stadium nur zwei Lappen zeigte, die sich auf den Seiten befanden, mit zunehmendem Alter verlängerten und

[1]) Remelé's Figur 1a zeigt schon unterhalb der dorsalen Krümmung der Schale eine Andeutung des Lateralsinus; inwieweit dies richtig ist, vermag ich nicht zu entscheiden. Meine Exemplare sind durchgängig kurz ober- oder unterhalb dieser Stelle durchgebrochen, und da die Abdrücke auf dem Steinkerne sehr schwach sind, so muss es einer späteren Untersuchung vorbehalten bleiben, den Zeitpunkt des ersten Auftretens des Lateralsinus genauer zu fixiren.

verbreiterten, bis schliesslich auf ihrer Spitze eine Einsenkung eintrat, die sich mehr und mehr ausbreitete, so dass die Mündung dann statt zweilappig vierlappig wurde.

Wie oben bemerkt, ist diese Sculptur, da sie durch die jeweilige Beschaffenheit des Mundrandes bedingt ist, vielfachen Schwankungen unterworfen, je nachdem äussere Einflüsse dem normalen Wachsthum hinderlich entgegenwirkten. Jedes grössere Bruchstück zeigt derartige Abweichungen mehr oder minder ausgebildet. Aus der grossen Zahl der von mir beobachteten greife ich folgende heraus.

Der gewöhnlichste Fall ist der, dass zwei Runzeln auf einer Seite näher aneinander stossen; dies kann sogar soweit gehen, dass zwei zeitlich getrennte Ringwülste an einer Stelle verschmelzen, wie Fig. 2. Taf. XI. zeigt. Oder aber die Runzeln verschwinden ganz plötzlich, obwohl sie vorher normal entwickelt waren, so dass die Schale nur die feineren, gleich näher zu beschreibenden Linien zeigt; nach mehreren missglückten Versuchen, die frühere Sculptur herzustellen, entwickelt sich dieselbe dann erst ganz allmählich wieder.

Es ergiebt sich hieraus, dass, so lange noch nicht eine grössere Anzahl von Exemplaren mit vollständig erhaltener Schale untersucht worden ist, und genauere Angaben über die normale Entfernung der Wachsthumsrunzeln, ihre Zahl auf eine gewisse Länge, ihren Verlauf in verschiedenen Altersstadien vorliegten, Unterschiede für die Trennung der verschiedenen Arten aus der Beschaffenheit der Sculptur nicht entnommen werden können.

Ausser dieser „Mundrandsculptur", an welcher die ganze Schale theilnimmt, und die sich demgemäss auch auf den Steinkernen wiederspiegelt, erkennt man weiter, dass eine jede der die Schale zusammensetzenden Schichten durch eine ihr eigenthümliche Sculptur charakterisirt ist, welche uns jene in allen Fällen genau erkennen lässt. Nach Lossen setzt sich die Schale aus zwei nicht näher unterschiedenen Schichten zusammen; Remelé wies zuerst nach, dass deren drei, von welchen die beiden unteren punktirt sind, sich an der Bildung der Schale betheiligen. Ich kann diese Beobachtung bestätigen, nur kann ich trotz der sorgfältigsten Untersuchung der dritten Schalschicht eine Punktirung derselben nicht erkennen und nenne sie daher glatt. Darnach setzt sich die Schale von Aussen nach Innen aus den folgenden drei Schichten zusammen:

a. Die Deckschicht,
b. die punktirte Schicht,
c. die glatte Schicht.

a. Die Deckschicht (Taf. X. Fig. 10 und Taf. XI. Fig. 2). Scharf erhabene, feine Querriefen, welche parallel den Wachsthumsringen laufen, charakterisiren dieselbe. Ihre Anordnung ist eine derartige, dass sie auf der Vorderseite der Runzeln dicht gedrängt stehen, nach vorn allmählich von einander abrücken und entweder im Grunde der nächstfolgenden Furche oder auf der Rückenseite des nächsten Wachsthumsringes am weitesten von einander entfernt sind. Diese Sculptur habe ich bei sämmtlichen von mir untersuchten Exemplaren beobachtet, auch wenn die Deckschicht nur in Bruchstücken erhalten war.

b. Die punktirte Schicht (Taf. XI. Fig. 3). Unter der Lupe bemerkt man auf dieser Schicht sehr feine, leicht gewellte Punktreihen, welche jedoch nicht den Krümmungen der Wachsthumsrunzeln parallel laufen, sondern einfache Kreise beschreiben. Ausgeschlossen ist nicht, dass die einzelnen Reihen ineinander verlaufen oder sich gabeln. Auf dem mittleren Schaltheil beträgt ihre Entfernung im Durchschnitt das Doppelte der eigenen Breite, auf der Wohnkammer rücken jedoch die Reihen immer näher, indem sie sich gleichzeitig auflösen, so dass schliesslich ein unregelmässiges Haufwerk von Pünktchen entsteht, zwischen welchen die Schale etwas emporgetrieben ist, so dass sie ein fein chagrinartiges Aussehen erhält. Der Vergleich mit der „schwarzen Schicht“ von *Nautilus Pompilius* liegt hier sehr nahe, und dürfen wir sicherlich beide als gleichwerthig ansehen. Die Dicke dieser Schicht mag etwa 0,25 bis höchstens 0,33 mm betragen.

c. Die glatte Schicht. Wie schon bemerkt, habe ich die von Remelé angegebene Sculptur dieser Schicht nicht auffinden können; sämmtliche von mir untersuchten Exemplare zeigen auch bei sehr starker Vergrösserung eine glatte, ziemlich stark blättrige Schicht, welche unter den beiden ersten liegt. Dieselbe, deren Dicke etwa 0,1—0,15 mm (vielleicht ist dieser Betrag noch etwas zu hoch gegriffen) betragen mochte, bildete die Kammerwände, die Siphonalduten und die innere Auskleidung der Schale. Es biegt sich nämlich die Schicht, welche ein Septum bildete, nach vorn um und verlängert sich mit fortschreitendem Wachsthum, allmählich dünner werdend, so weit, dass die nächste Kammerwand sich noch auf ihr ansetzt (Taf. X. Fig. 9).

In diesem Aufbau der Schale von *Lituites lituus* finden wir ganz dieselben Bestandtheile wieder, welche die Schale von *Nautilus Pompilius* zusammensetzen; ein Schnitt durch die Schale von ersterem und durch die inneren Wandungen von letzterem wird eine grosse Uebereinstimmung in Bezug auf Schalenzusammensetzung zeigen. Es ist daher wohl keine allzu

gewagte Annahme, dass auch die innere glatte Schicht wie bei *Nautilus* aus Perlmuttersubstanz bestand; die gleiche blättrige Beschaffenheit beider bietet hierfür ziemlich sicheren Anhalt. Die auffallende Uebereinstimmung der „schwarzen Schicht“ bei *Nautilus* und der „punktirten Schicht“ bei *Lituites* habe ich bereits oben betont, dagegen lässt sich Homologie zwischen „Porcellanschicht“ einerseits und „Oberflächenschicht“ andererseints nicht mit gleicher Sicherheit behaupten, obgleich auch keine Gründe dagegen sprechen.

### c. Der Sipho und dessen Verlauf.

Taf. X. Fig. 1a, 2, 3, 8, 8a u. 9.

Durch die Form der Siphonaldüten schliesst sich *Lituites* eng an die regulären Orthoceratiten an, wie dies bereits Quenstedt [1]) erkannt hat; dessen Unterabtheilung b. Formen mit kurzen, schlanken Siphonaldüten, das Genus *Lituites* s. st. umfasst. Mit dieser bestimmten Angabe harmonirt aber nicht die Abbildung (t. 1. f. 25) seines *Lituites lituus* = *Lituites perfectus* Wahl., dessen Siphonaldüten nahezu die ganze Kammerhöhe einnehmen; da jedoch diese Abbildung Knorr und Walch entlehnt ist, welche diese Verhältnisse nicht so genau genommen haben werden, so wird durch diese Abbildung die richtige Beschreibung Quenstedt's nicht beeinträchtigt.

Mehrere Schliffe haben Quenstedt's Beobachtung auf's schönste bestätigt; die Kammerwand verlängert sich nach rückwärts in eine kurze, cylindrische Düte, deren Länge höchstens ein Viertel der Kammerhöhe beträgt. Der Sipho selbst, der sich beim Durchgang durch die Kammerwand einschnürte, war auf seine ganzen Länge hin von einer häutigen (?) Hülle umgeben, die sich jetzt durch ihre matte, erdige Beschaffenheit, deutlich von den glänzenden krystallinischen Siphonaldüten unterscheidet (vergl. Taf. XI. Fig. 10 Sh). Der Durchmesser des Siphos war ein sehr geringer, er schwankte, je nach dem Alter des Thieres, zwischen $^1/_6$ — $^1/_9$ des Kammerdurchmessers, wie die folgende Tabelle näher darthut.

(Siehe Tabelle No. 8 auf pag. 179.)

Die Maasse konnten leider nicht in der wünschenswerthen Vollständigkeit gegeben werden, da bei diesen Messungen nur zufällige Bruchflächen dienten und das Material nicht erlaubte, einen Querschnitt auf grössere Länge herzustellen; es scheint

[1]) Quenstedt, Cephalopoden pag. 50.

aber doch aus ihnen hervorzugehen, dass die Zunahme der Düten des Sipho eine ungemein langsame war.

Ueber die Lage des Siphos liegen, im Gegensatz zu den spärlichen Angaben über den Sipho selbst, zahlreiche Daten vor, und zwar befindet sich nach sämmtlichen Autoren der Sipho im gestreckten Theile excentrisch, der concaven (Rücken-) näher als der convexen (Bauch-) Seite in der Spirale nach Lossen und Remelé central. Was den Verlauf des Siphos im freien Theile betrifft, so kann ich hierüber nichts Neues beibringen; in Bezug auf den Verlauf desselben in der Spirale bin ich aber anderer Ansicht wie Lossen und Remelé. Wie nämlich meine sämmtlichen Exemplare zeigen und die folgende Tabelle und Taf. X. Fig. 1a, 8 u. 8a näher angeben, liegt auch in der Spirale der Sipho excentrisch.

(Siehe Tabelle No. 9 auf pag. 179.)

Wie aus den Messungen der Spirale IV S folgt, verhalten sich in der zweiten Hälfte des dritten Umganges (Kammer 31) die Abstände wie 2 : 1; der Sipho nähert sich dann beim Weiterwachsen allmählich dem Mittelpunkte der Schale, ohne denselben jedoch zu erreichen, so dass sich im letzten Umgange die Abstände wie 4 : 3 verhalten. Sobald nun die Schale sich frei gemacht hat, nähert sich auch der Sipho wieder dem Rücken, um dann fast in der ganzen Länge des geraden Theiles annähernd an das Verhältniss von 2 : 1 beizubehalten.

Lossen hat wahrscheinlich von der Wohnkammer aus den Verlauf des Siphos verfolgt und dabei beobachtet, dass mit Annäherung an den Anfangspunkt der Schale der Sipho mehr und mehr in deren Mittelpunkt rückt. Es schien daher für ihn der Schluss, dass in „den ersten Windungen der Spirale der Sipho den Mittelpunkt durchbohrt“, nicht ungerechtfertigt. Auch Remelé hat dies behauptet, aber weder er noch Lossen hat wohl den Verlauf auf den inneren Windungen verfolgt, denn sonst wäre beiden so sorgfältigen Beobachtern das sonderbare Verhalten des Siphos nicht entgangen. So wünschenswerth es auch wäre, den Verlauf des Sipho bis zur Anfangskammer kennen zu lernen, so reicht doch leider mein Material nicht aus, um darüber Aufschluss zu geben, ob nicht auf den inneren Windungen der Sipho vollständig dorsal liegt.

## II. Gefässeindrücke.

### Taf. XI. Fig. 6.

Das Vorkommen von Gefässeindrücken bei fossilen Cephalopoden gehört zu den grössten Seltenheiten. Meine sämmt-

## Tabelle No. 8.

Verhältniss der Kammerdurchmessers (D) zum Siphonaldurchmesser (d).

| II G | | III G | | IX G | | X G | | VI W | | III S | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| K | D:d | K | D:d | K | D:d | K | D:d | K | D:d | K | D:d |
| 3 | 27:5 | 13 | 21:3 | 4 | 19:3 | 2 | 17:2,5 | Basis der Wohnkammer | 24,5:4 | 4 | 8:1,5 |
| | | 17 | 17,5:2,5 | 5 | 18:3 | 3 | 16,5:2,3 | | | | |
| | | | | 6 | 17:2,75 | 4 | 16:2,25 | | | | |
| | | | | | | 11 | 13:1,75 | | | | |
| | | | | | | 12 | 12:1,75 | | | | |

## Tabelle No. 9

über die Abstände (b:d) des Siphonalmittelpunktes von der Bauch- resp. Rückenseite.

| II G | | III G | | IX G | | VI W | | III S | | IV S | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| K | b:d | K | b:d | K | b:d | K | b:d | K | b:d | K | b:d |
| 3 | 18,5:8,75 (2:1) | 13 | 16,5:8,5 (2:1) | 4 | 12,5:6,25 (2:1) | Wohnkammer | 16:8 | 4 | 4:3 | 1 | 9:5,5 (2:1) |
| | | 17 | 11,25:5,75 (2:1) | 5 | 10:5 (2:1) | | | | | 6 | 7:3,75 (2:1) |
| | | | | 6 | 9,5:4,5 (2:1) | | | | | 7 | 7:3,75 (2:1) |
| | | | | | | | | | | 14 | 4,5:3 |
| | | | | | | | | | | 15 | 4:3 |
| | | | | | | | | | | 20 | 3,50:2 |
| | | | | | | | | | | 21 | 3,50:2 |
| | | | | | | | | | | 24 | 3,25:2 |
| | | | | | | | | | | 25 | 3,25:2 |
| | | | | | | | | | | 27 | 3:2 |
| | | | | | | | | | | 28 | 3:2 |
| | | | | | | | | | | 31 | 3:1,5 |

lichen Reste des gestreckten Theils zeigen auf der Ausfüllungsmasse der der Spirale zunächstliegenden Kammern ausser vielfachen rundlichen, unregelmässigen Eindrücken ein System von stark verzweigten, erhabenen Linien, deren Hauptäste durch die Constanz ihrer Lage nur die Deutung von Abdrücken blutreicher Gefässe zulassen, immerhin aber sind dieselben doch noch so undeutlich, dass sich mehr als eine blosse Constatirung der Thatsache nicht erreichen lässt. Am deutlichsten treten zwei starke Aeste hervor, welche vom Sipho dorsalwärts verlaufen, auf dem Rücken sich nach oben richten, um dann etwa in der Mitte der Kammerhöhe seitlich umzubiegen und, zahlreiche Aeste nach oben und unten sendend, nach der Ventralseite hinzulaufen. Ausserdem treten vielfach einzeln stärkere Zweige hervor, deren Zusammenhang nicht zu verfolgen ist; man gewinnt aber den Eindruck, als ob zu der Wachsthumsperiode, welche (bei allen von mir beobachteten Individuen) mit der Zeit der Loslösung der Röhre von der Spirale zusammenfällt, der hintere Körpertheil von *Lituites lituus* ausserordentlich blutreich war.

## III. Lage des Thieres in der Schale.

Taf. X. Fig. 10 u. 10a und Taf. IX. Fig. 5.

Sämmtliche Autoren, die sich mit der Beschreibung von *Lituites lituus* beschäftigt haben, denken sich das Thier so in der Schale, dass dessen Bauchseite nach den concaven, oder derjenigen, auf welcher die Spirale liegt, die Rückenseite demgemäss nach der convexen oder derjenigen Seite, auf welcher sich der tiefe Mündungsausschnitt befand, gerichtet war, oder, um mit Boll zu reden, die Schale endogastrisch aufgerollt.

Der feinen Beobachtungsgabe Quenstedt's [1]) ist die Aehnlichkeit der Schalsculptur seiner *Orthocerata undulata* mit *Nautilus Pompilius* nicht entgangen, auf Grund deren er zuerst annahm, dass die Lage beider Thiere in der Schale die gleiche war; „ich spreche hier so bestimmt von Bauch und Rücken, weil wir die Biegung der Anwachsstreifen der des *Nautilus* analog halten müssen.“ Dabei ist aber nicht zu vergessen, dass wenige Seiten vorher Quenstedt bei der Beschreibung des *Nautilus* hervorhebt, dass eigentlich das, was bei den Cephalopoden bisher als „Rücken“ bezeichnet wurde, richtiger „Bauch“ zu nennen sei, dass er aber aus Bequemlichkeitsrücksichten, um nicht Verwirrung hervorzurufen, die alte Bezeichnung beibehalte. Da Quenstedt's *Orthoceras undulatum* nichts anderes ist als ein Fragment des *Lituites lituus*,

---

[1]) Quenstedt, l. c. pag. 40.

so geht daraus hervor, dass er eine vollständig richtige Ansicht von der Lage des Thieres hatte. Dies scheint jedoch vollständig ausser Acht gelassen worden zu sein, denn sonst würden spätere Autoren, welche das *Orthoceras undulatum* mit *Lituites lituus* vereinigten, sich wohl der Quenstedt'schen Terminologie bedient haben. Denn bei jedem giebt sich das Bestreben kund, die Seiten der Schale nach der Stellung, welche das Thier in derselben hatte, zu bezeichnen.

Um die richtige Lage des Thieres in der Schale zu bestimmen, besitzen wir zwei Hülfsmittel, einmal den Mundrand und daran anschliessend die Wachsthumsstreifen und zweitens das Verwachsungsband, deren Werth ein, wie es scheint, allerdings ungleicher ist.

Es wird zweckmässig erscheinen, zuvörderst in kurzen Zügen den Mundrand von *Nautilus* zu beschreiben (vergl. Taf. X. Fig. 10a), da wir ja bei allen Discussionen über die Lage der fossilen Cephalopoden in ihrer Schale einzig und allein auf den Vergleich mit diesem letzten Repräsentanten der Cephalopoden mit gekammerter äusserer Schale angewiesen sind. Betrachtet man eine Nautilusschale von der Bauchseite, so sieht man, dass der Mundrand hier einen mässig tiefen Ausschnitt nach rückwärts bildet, sich dann allmählich nach den Flanken etwas erhebt, um etwa vor der Mitte der Seiten sich ziemlich steil nach rückwärts umzubiegen und eine kleine Einsenkung zu bilden, von welcher er sich wieder seitlich nach vorn wendet, um dann, wieder stark nach rückwärts gewendet, dem Nabel zuzustreben. Durch diesen Verlauf des Mundrandes entstehen also drei Ausschnitte, einer auf der Bauchseite, zwei auf den Flanken und vier Vorsprünge, deren zwei seitlich des Ventralausschnittes, zwei seitlich des Nabels, also dorsal stehen. Dieser Verlauf des Mundrandes muss sich in den Anwachsstreifen wiederspiegeln, und in der That lässt er sich auch auf dem letzten Umgange der Schale wieder erkennen, nur dass die dorsalen Vorsprünge immer undeutlicher werden. Nach Waagen[1]) sollen überhaupt bei Exemplaren bis zu 26 mm Durchmesser gebogene Anwachsstreifen nicht mehr vorhanden sein, sondern dieselben streben vom Nabel gerade nach Aussen, was mit anderen Worten bedeutet, dass so junge Exemplare einen völlig geraden Mundrand besassen. Auffallend ist mir nur, dass Waagen nicht die dorsalen Vorsprünge des Mundrandes erwähnt, trotzdem seine Fig. 2 auf Taf. 40 den Verlauf der Anwachsstreifen so zeigt, wie ich denselben beschrieben habe, während der Mundrand im Einklang mit

[1]) Waagen, Ueber die Ansatzstelle des Haftmuskels beim *Nautilus* und den Ammoniden, Palaeontographica Bd. 17. pag. 189.

seiner Beschreibung allerdings nur einfach sichelförmig gebogen ist. Es ist mir dies um so auffallender, als meine sämmtlichen *Nautilus*-Exemplare darthun, dass die Haftstellen der Muskeln gerade unter jenen dorsalen Vorsprüngen liegen. Ohne die Beobachtungen Waagen's im Geringsten anzweifeln zu wollen, sei es mir gestattet, auf diesen Umstand hinzuweisen, um hierdurch vielleicht zur erneuten Untersuchung über den Verlauf des Mundrandes bei *Nautilus* Anregung zu geben.

Bringt man nun einen *Lituites lituus* in dieselbe Lage wie *Nautilus*, d. h. kehrt man den tiefsten Sinus dem Beschauer zu und die Spirale vom Beschauer ab, so haben wir einen ganz analogen Verlauf des Mundrandes, mithin auch der Wachsthumsstreifen: seitlich des tiefen Ausschnittes zwei Vorbiegungen, die hier zu Ohren verlängert sind, auf den Flanken zwei weniger tiefe Ausschnitte, neben welchen sich zwei niedrigere Ohren erheben, zwischen welchen beiden wieder ein wenn auch sehr seichter Ausschnitt sich befindet (vgl. Taf. X. Fig. 10 u. 10a). Unter der Voraussetzung, dass bei allen Nautiliden der tiefste Ausschnitt des Mundrandes die Bauchseite bezeichnet, entspricht auch bei *Lituites lituus* der tiefe Sinus der Bauch- (convexen) Seite, woraus dann weiter folgt, dass die beiden symmetrischen Ausschnitte auf den Flanken, der am wenigsten tiefe auf der Rücken- (concaven) Seite liegen. Der Sipho ist dann auf der ganzen Länge der Schale dem Rücken genähert.

Aus dem Verlauf und der Bildung des Verwachsungsbandes dürfen wir durch den Vergleich mit *Nautilus* ebenfalls einen Schluss auf die Lage des Thieres ziehen, wenn es gelingt nachzuweisen, welche Theile desselben bei beiden Gattungen homolog sind. Zu der Beschreibung Schröder's[1]), welcher dasselbe zuerst bei *Lituites lituus* beobachtet hat, bin ich in der Lage, einige ergänzende Bemerkungen beizufügen, da mir ausser Schröder's Original noch ein anderes Exemplar vorliegt, welches wenigstens den Hinterrand des Verwachsungsbandes in seiner ganzen Länge noch erkennen lässt. Da ich jedoch in der Auffassung der einzelnen Theile desselben nicht ganz mit Schröder übereinstimme, so lasse ich eine neue Beschreibung desselben hier folgen, ohne jedoch die Genauigkeit der Schröder'schen Beschreibung irgend wie beeinträchtigen zu wollen. Denn ich betone ausdrücklich, dass unsere Differenz nur principiell, nicht aber thatsächlich ist.

Bei Schröder's Original verläuft das Verwachsungsband als ein mässig breiter Ring mit scharf ausgeprägtem Hinter- und undeutlich sichtbarem Vorderrande von der Mitte des

---

[1]) Schriften d. physik.-öconom. Gesellsch. Bd. XXII. 1881. pag. 58.

einen Seitensattels über den Rücken bis zur Mitte des folgenden Lateralausschnittes. Dabei ist dasselbe deutlich in einen schmäleren, blättrigen, durch seine dunkle Farbe sich scharf abgrenzenden vorderen (A) und einen breiteren glatteren, hinteren Theil (H) von hellerer Farbe geschieden. Der Hinterrand (h) bildet auf der Mitte des Rückens, wo er am weitesten von der Basis der Wohnkammer entfernt ist[1]), einen spitzen Sattel von vorn, nähert sich dann unterhalb der Dorsalsättel ersterer etwas, während er sich unter den Lateralausschnitten wieder davon entfernt, um schliesslich unter den Ventralsätteln derselben am nächsten zu kommen und sich auf der Bauchseite wieder bis fast zu seiner früheren Höhe davon zu entfernen, ohne jedoch einen spitzen Sattel wie auf dem Rücken zu bilden.

Da zur Beobachtung dieses Hinterrandes nur zwei unvollständige Stücke vorliegen, so weise ich nur auf die eigenthümliche Beziehung zwischen dem Verlauf desselben und demjenigen der Wachsthumsrunzeln hin, ohne jedoch diese Beziehungen weiter zu erörtern, da noch nicht feststeht, ob dieser Verlauf bei allen Individuen der gleiche ist.

Diesem Hinterrande sehr nahe parallel und nur durch eine Lupe wahrnehmbar läuft eine zweite Linie (h), hier auch eine sehr schmale, aber scharfe Rinne abgrenzend.

Der Verlauf des Vorderrandes (v) lässt sich nur bei dem ersten Exemplar und zwar nur auf dem Rücken und den Flanken verfolgen, und kann ich nur constatiren, dass er auf der Mitte des Rückens am weitesten vom Hinterrande entfernt ist, nach den Seiten hin in gerader Linie demselben sich allmählich nähert, also dem Hinterrande nicht parallel läuft.

Die den blättrigen vom glatten Theil scheidende Linie (m) ist jedoch dem Hinterrande genau parallel, in Folge dessen ist derselbe in der Mitte am schmalsten, sehr breit unter den Dorsalsätteln, schmal unter dem Lateralausschnitt und Ventralsattel. Es dürfte wohl nicht zu gewagt erscheinen, diesen vorderen Theil als den Annulus im Sinne Dewitz's zu deuten, und die blättrige Beschaffenheit desselben auf den ehemaligen Conchiliolinbelag zurückzuführen. Sollte dann später der Nachweis erbracht werden, dass die Verbreiterungen (M) unterhalb der Dorsalsättel in der That den Muskelansätzen entsprechen, so wäre, da ich bereits oben bemerkt habe, dass dieselben bei *Nautilus* unter den Dorsalsätteln liegen, ein weiterer Beweis für die Lage des Thieres gegeben. Dass dieselben bei *Nautilus* durch ein langes Band getrennt sind, während sie bei

[1]) Es wurde vermieden, Maasse anzugeben, da die Beschreibung aus zwei sehr verschieden grossen Individuen combinirt ist.

*Lituites* nahe aneinander liegen, hat meiner Ansicht nach keine Bedeutung, sondern hängt einfach mit der Involubilität von *Nautilus* zusammen.

Den scharf markirten Hinterrand des Verwachsungsbandes halte ich für nichts anderes als den Eindruck der Ansatzlinien des letzten Septums in der Wohnkammer, da zusammenhängende Reste desselben bis zu dieser Linie verfolgt werden konnten.

Reste der Normallinie sind bisher mit Sicherheit noch nicht beobachtet worden; nur ein einziges meiner Exemplare zeigt eine Erscheinung, die möglicherweise hierher gehören kann, immerhin aber so problematisch erscheint, dass ich mich begnüge die Thatsache zu constatiren, ohne einen Versuch zur Deutung derselben zu machen. Bei dem Exemplare IV G finden sich auf der Rückenseite sieben parallele, in gleichen Abständen befindliche, etwas erhabene Linien, deren mittelste am breitesten und stärksten und noch durch eine sehr feine Rinne halbirt ist. Die Linien lassen sich vom Ende der Wohnkammer bis zur 8. Kammer verfolgen. Als reine Zufälligkeit dürfte diese Erscheinung wohl nicht aufzufassen sein, da auch die anderen Exemplare fragmentarische Andeutungen derselben zeigen. Trotz sorgfältigen Suchens auf der Ventralseite waren derartige Linien nicht nachzuweisen.

## IV. Secundäre Bildungen des Mantels an einem Theile der Luftkammern.

### Taf. XI. Fig. 6, 7, 8 u. 9.

Mascke[1]) zieht bei der Discussion über die Windungsrichtung des *Clinoceras* eigenthümliche Reste in den Kammern von *Lituites lituus* mit in den Bereich seiner Untersuchungen, auf Grund deren Vorhandensein er sich zur Annahme der exogastrischen Windung von *Clinoceras* berechtigt glaubt. Soweit ich aus der Beschreibung dieser Reste urtheilen kann, sind dieselben mit der hier näher zu untersuchenden Erscheinung identisch, weshalb ich des näheren Vergleiches halber die Angabe Mascke's wörtlich citire: „Bei den perfecten Lituiten und einer Gruppe regulärer Orthoceratiten (cfr. *Orthoceras dimidiatum)* bildet in der Mitte der Columellar- resp. Siphonalseite das sogen. dépôt organique (Barrande's) in den Kammern Längswände, welche bis zum Sipho reichen, und in denen hin und wieder noch Reste der (? Conchiliolin-)

---

[1]) Mascke, *Clinoceras*, ein silurischer Nautilide etc., diese Zeitschr. 1876. Bd. XXVIII. pag. 49 ff.

Masse erhalten geblieben sind, auf welcher sich dasselbe abgesetzt hat."

Ein anderes Auftreten verticaler Wände in den Luftkammern fossiler Cephalopoden beschreibt DEWITZ[2]) bei *Orthoceras Berendti*, indem er gleichzeitig deren Aehnlichkeit mit den eben erwähnten Bildungen berührt.

Bevor ich auf eine nähere Prüfung der Homologie dieser sämmtlichen Erscheinungen und namentlich der Schlussfolgerungen MASCKE's eingehe, will ich versuchen, ein möglichst genaues Bild derselben zu schaffen. Obgleich alle von mir untersuchten Exemplare das Vorhandensein von Längsscheidewänden an einem gleich näher zu bestimmenden Theil der Schale vorweisen, so sind doch nur zwei derselben so glücklich zerbrochen, dass sie die Details dieser secundären Bildungen von dem Höhepunkte ihrer Entwickelung bis zu ihrem Verschwinden auf's Genaueste studiren lassen, während leider mein Material über das erste Auftreten derselben einen näheren Aufschluss nicht giebt. Es ist allerdings gewagt, derartige Erscheinungen, welche nur an zwei Individuen genauer verfolgt werden konnten, zu generalisiren; ich muss hierzu aber bemerken, dass bei allen meinen Exemplaren die äussere Erscheinung dieser Längswände die gleiche ist, und dass dieselben ohne Ausnahme an derselben Stelle der Schale auftreten. Es hat daher die Annahme einer durchgängig gleichen Beschaffenheit dieser Reste, kleine Abweichungen natürlich nicht gerechnet, bei allen Individuen ihre Berechtigung, die weiterhin durch die völlige Uebereinstimmung in der Ausbildungsweise derselben bei den der Beschreibung zu Grunde liegenden Exemplaren eine Stütze findet.

Bricht man an dem Theil der Röhre, wo dieselbe die dorsale Einbiegung macht (etwa bei z Taf. XI. Fig. 1), die äusseren Schalschichten auf, so findet man die Luftkammern meist mit Kalkspath von bräunlicher, selten etwas hellgelblicher Farbe erfüllt. Auf der Dorsalseite sieht man jedoch, dass diese gleichmässige, auf der Oberfläche glatte Ausfüllungsmasse durch eine senkrechte Lamelle (l) unterbrochen wird, welche, sich in's Innere der Kammer erstreckend, anscheinend zwei aufeinanderfolgende Septa verbindet (vergl. Taf. XI. Fig. 6, 7, 8 u. 91). Die Lamelle zeigt dem Beschauer immer eine Längsbruchfläche, welche durch ihr glänzend krystallinisches Aussehen scharf von der matten Oberfläche der Ausfüllungsmasse absticht, und ein weiterer Beweis für den Zusammenhang der Lamelle mit der weggesprengten Schalschicht wäre,

---

[2]) DEWITZ, Ueber einige ostpreussische Silurcephalopoden, diese Zeitschrift 1880. Bd. XXXII. pag. 384 u. 385.

falls sich dies nicht schon durch directe Beobachtung ermitteln liesse.

Diese Lamellen treten, soweit meine Beobachtungen reichen, zuerst da auf, wo die Schale sich von der Spirale loszulösen beginnt; sie werden in den nunmehr folgenden Kammern stärker, bis zu dem Punkte, wo die dorsale Einbiegung der Schale ihr Maximum erreicht, von wo ab sie allmählich an Dicke wieder abnehmen, um dann ganz plötzlich zu verschwinden und bei weiterem Wachsthum der Schale nicht wieder aufzutreten. Das Verschwinden der Lamellen fällt, einige Schwankungen ausser Acht gelassen, mit dem Beginn des Wachsthums der Schale in gerader Richtung zusammen. Dieser Zeitpunkt der Anwesenheit secundärer Bildungen ist bei allen von mir untersuchten Exemplaren genau derselbe, und sicherlich ist dies für eine spätere Erklärung derselben von grosser Wichtigkeit.

Es ist noch zu bemerken, dass die Lamellen nicht in einer Verticalebene liegen (Taf. XI. Fig. 8), sondern dass die Ebene der Lamelle der einen Kammer mit derjenigen der nächst vorhergehenden oder nächstfolgenden einen Winkel bildet, der jedoch nie so gross wird, dass eine Lamelle nicht mehr auf der Dorsalseite läge: meist stehen die einzelnen Lamellen nicht ganz senkrecht, sondern sind etwas seitlich geneigt.

Mit geringfügigen Modificationen ist die eben beschriebene äussere Erscheinung bei meinen sämmtlichen Exemplaren dieselbe, und ich zweifle nicht, dass sie sich in Zukunft auch bei anderen Exemplaren des *Lituites lituus* vorfinden wird.

Diese Verticallamellen erweisen sich bei näherer Untersuchung als Theil einer krystallinischen Schicht (K), welche die ganze Kammer im Innern auskleidet, und auf der Dorsalseite eine Verlängerung eben dieser Lamelle nach Innen sendet, welche bis zum Sipho reicht, hier aber ein eigenthümliches Verhalten zeigt (Taf. XI. Fig. 7 u. 8). Sie gabelt sich nämlich und umspannt den Sipho von der dorsalen Seite her in der Weise, dass derselbe oben an den Siphonaldüten des nächstfolgenden Septums von einer rings geschlossenen, krystallinischen Röhre (g) umhüllt wird, während er unten, also am Boden der Kammer auf der Ventralseite, frei bleibt, hier also nur eine halbcylindrische Einhüllung (h) hat. Ob diese Art der Umhüllung des Sipho in allen Kammern die gleiche ist, vermag ich nicht zu sagen, da ich das obere Ende nur bei wenigen beobachten konnte; sicherlich findet aber, denn dies habe ich überall constatirt, am Boden der Kammer nur eine halbcylindrische Umhüllung statt.

Erwähnen muss ich noch, dass bei den drei letzten Kam-

mern des einen Exemplars, welche noch Verticallamellen zeigen, von der rechten Seite der halbcylindrischen Umhüllung eine Verlängerung (v) nach der Seite zu bemerkbar ist, die bei den älteren Kammern nicht vorhanden ist (Taf. XI. Fig. 7).

Sehr beachtenswerth ist das Verhalten des Siphonalstranges; es ist nämlich die „erdige“ Haut desselben nur da erhalten, wo die krystallinische Hülle denselben schützte, während auf der Ventralseite, wo dieselbe fehlt, das Innere des Sipho direct mit dem Lumen der Kammer communicirte, da deren Ausfüllungsmasse mit derjenigen des Sipho ein Ganzes bildet.

Wie bereits bemerkt, sind die Verticallamellen nur der Theil einer Schicht, welche die Kammern im Innern auskleidete. Zum besseren Verständniss muss ich daran erinnern, dass die dritte blättrige Schalschicht das Septum und die innere Wand der Lituitenschale bildet; auf diese legt sich nun die krystallinische Schicht, mit der Kammer in die Höhe wachsend und dieselbe nach oben abschliessend, so dass also die blättrige Schicht (3) nicht mehr die innerste Lage der Schale bildet, letztere vielmehr aus v i e r verschiedenen Schichten zusammengesetzt ist. Die Verticallamelle und die Hülle des Sipho gehen nach oben, unten und auf der Dorsalseite in die krystallinische Auskleidungsmasse über. Weiter ergiebt sich hieraus, dass jedes Septum zwischen zwei krystallinischen Schichten liegt (Taf. XI. Fig. 8 S), von denen es sich durch seine Farbe und dichtere Beschaffenheit leicht unterscheidet. Möglicherweise hat in Verkennung der Zusammensetzung der Schale Herr Mascke in den Septen resp. deren verticaler Verlängerung Reste der „(? Conchiliolin) Masse“ zu erkennen geglaubt.

Die „krystallinische“ Schicht zeigt eine narbige Oberfläche mit stärker oder schwächer sich verzweigenden linearen Vertiefungen, die auf der Ausfüllungsmasse der Kammern als Erhabenheiten hervortreten. Zieht man in Erwägung was Waagen über die Beschaffenheit mancher Septa bei *Nautilus* gesagt hat, so muss man die Ueberzeugung gewinnen, dass hier die Eindrücke von Gefässen vorliegen, eine Ansicht, die ich bereits weiter oben auseinandergesetzt habe. Giebt man dies zu, so ist die krystallinische Schicht als eine s e c u n d ä r e A u s s c h e i d u n g d e s z u r Z e i t u n g e m e i n b l u t r e i c h e n M a n t e l s a u f z u f a s s e n, hervorgerufen durch unbekannte innere oder äussere Ursachen.

Soweit ich mir über den Zweck dieser Bildungen klar werden kann, scheint das Thier durch dieselben eine Verstärkung seiner Schale beabsichtigt zu haben, denn diese erreicht eine Dicke, welche das zwei- bis dreifache der früheren oder späteren Schale beträgt.

Es ist nicht wohl anzunehmen, dass für diese Bildungen Verletzungen der Schale oder Krankheitserscheinungen der Thiere selbst, also pathologische Zustände, die Ursache waren. Durch die Constanz, mit welcher die Verticallamellen an derselben Stelle des Gehäuses bei allen von mir untersuchten Exemplaren auftreten, sind obige Erklärungsweisen ausgeschlossen. — Vielmehr ist es wahrscheinlich, dass diese Bildungen mit der Entwickelung des Thieres in Zusammenhang gebracht werden müssen, welches vielleicht beim Verlassen der Spirale und dem Uebergang in den gestreckten Theil der Schale grösseren Halt verleihen wollte.

Mascke behauptet, dass die verticalen Lamellen (Längswände) dépôt organique seien. Die Bildung des dépôt organique hat Barrande klar beschrieben, nirgends aber erwähnt er, dass dieses Gefässeindrücke zeige oder gar den Sipho von Aussen einhüllte; diese beiden Eigenschaften der „krystallinischen Auskleidungsschicht" schliessen von vorn herein den Gedanken an dépôt organique aus. Vielleicht könnte man die bräunlich gefärbte Ausfüllungsmasse der Kammern, welche in directem Zusammenhange mit dem Innern des Siphonalstranges steht, als solches auffassen, was jedoch auch nicht erwiesen ist.

Nach Herrn Mascke sind die eben als dépôt organique angesprochenen Längswände und die Normallinie [1]) „vicarirende Organreste". Die Normallinie, eine Bildung der Perlmutterschicht, und die Längswände, ein zufälliger Absatz aus der Infiltration des Siphonalstranges (nach Herrn Mascke's Meinung), sollen sich gegenseitig ausschliessen resp. einander ersetzen! Es genüge dies, um zu zeigen, wie sehr Herr Mascke die Beschaffenheit und Bedeutung der Längswände verkannt hat.

Eine entfernte Analogie wäre vielleicht in den Verticalleisten von *Orthoceras ? Berendti* [2]) zu finden, die allerdings ihrem äusseren Habitus nach und durch ihren wahrscheinlichen Zusammenhang mit der Schale, sehr an die Längswände bei *Lituites lituus* erinnern. Es wäre noch zu bemerken, dass

---

[1]) Dass die Normallinie wenig geeignet ist, über Bauch und Rücken der Schale zu entscheiden, hat kürzlich Schröder (Schriften d. phys.-ökonom. Ges. zu Königsberg 1881) nachgewiesen. Zahlreiche in der Königsberger Sammlung befindliche Exemplare des *Orthoceras regulare* lassen zwei scharf ausgeprägte, diametral gegenüberstehende „Normallinien" erkennen. Keferstein (Bronn's Classen und Ordnungen Bd. III. pag. 1426) giebt ebenfalls an, dass bei vielen Orthoceratiten „auf zwei sich dann gegenüberstehenden Seiten eine sogen. Normallinie entlang läuft"; bei welchen Arten diese Erscheinung beobachtet wurde, ist nicht gesagt.

[2]) Dewitz, diese Zeitschr. 1880. Bd. XXXII. pag. 384 u. 385.

wie bei letzterem die Ausfüllungsmasse der Kammern mit Verticallamellen in Form und Oberfläche erheblich von derjenigen der späteren Kammern ohne solche abweicht. Nähere Auskunft hierüber zu geben muss der Zukunft überlassen bleiben, da bis jetzt noch kein Exemplar von *Orthoceras ? Berendti* mit erhaltener Schale bekannt ist.

## V. Ueber die Begrenzung des Genus *Lituites* und die Entwickelungsgeschichte des *Lituites lituus*.

Obgleich die vorstehende Abhandlung nur eine Beschreibung des *Lituites lituus* bringen soll, so ist es doch nicht völlig zu umgehen, mit ein paar Worten auch derjenigen Formen zu gedenken, welche gemeinhin als imperfecte Lituiten bezeichnet werden. Nach rein äusserlichem Prinzip unterscheiden bekanntlich QUENSTEDT und LOSSEN je nach der Länge des geraden Theils die beiden Gruppen der Perfecti und Imperfecti. REMELÉ hat durch Verwerthung der Lage des Siphonalstranges dieser künstlichen Trennung ein wichtiges natürliches Merkmal hinzugefügt. Prüft man jedoch die imperfecten Lituiten genauer, so muss man unwillkürlich die Ueberzeugung gewinnen, dass dieselben ihrer grossen Mehrzahl nach in den systematisch wichtigen, natürlichen Merkmalen als Schalsculptur, Mündungsrand und Verwachsungsband, soweit die beiden letzteren bekannt sind, so wesentlich vom Typus der perfecten Lituiten, *Lituites lituus*, abweichen, dass schliesslich als einziges gemeinsames Merkmal beider Gruppen eine geschlossene oder offene Spirale restirt, deren letzter Umgang in seinem oberen Theile ein anderes Wachsthumsgesetz befolgt. Berücksichtigt man gar *Lituites falcatus* SCHLOTH. [1]), dessen spirale Aufrollung im ältesten Theil der Schale überhaupt noch nicht erwiesen ist, so fällt auch dies letzte gemeinsame Merkmal beider Gruppen hinweg.

Da hiernach auch die Gemeinsamkeit der spiraligen Einrollung sehr in Frage steht, so ergiebt sich unzweifelhaft, dass das Genus *Lituites* in seinem jetzigen Umfange eine Reihe von Arten in sich begreift, die besser auszuscheiden wären. Es erscheint mir nicht dem Begriffe des Genus entsprechend, eine so grosse Zahl allerdings verwandter, wie ich gleich zeigen werde, aber doch locker verbundener Arten, mit einem gemeinsamen Namen zu belegen und in diesem Formenkreise

[1]) Die unnatürliche systematische Stellung dieser Art hat REMELÉ wohl empfunden, jedoch dürfte es, um Irrthümer zu vermeiden, zweckmässig erscheinen, dem von ihm auf diese Art begründeten Genus einen anderen Namen als „*Aegoceras*“ beizulegen, da derselbe bereits anderweitig vergeben ist.

eine Eintheilung durch Verwerthung eines oder höchstens zweier Merkmale vorzunehmen.

Nach meiner Auffassung sind mit Berücksichtigung aller systematischen Kennzeichen die beiden Gruppen der perfecten und imperfecten Lituiten noch vorläufig festzuhalten, jedoch nicht mehr als blosse Unterabtheilungen eines Genus, sondern als dem Range nach gleichwerthige Genera, und beide etwa zur Familie der Lituiten zu vereinigen. Für die näher zu untersuchenden imperfecten Lituiten wäre ein neuer Name aufzu stellen, während für die perfecten der alte Name *Lituites* beizubehalten wäre; das Genus *Lituites* würde dann im Sinne Breyn's nur Formen „quasi ex Orthocerate et Ammonia compositi“ in sich fassen und zwar

*Lituites lituus* Montf.
„ *perfectus* Wahlenberg
„ *Hageni* Rem.
Subg. *Ancistroceras Torelli* Rem.[1])
„ *undulatus* Boll sp.
„ *Barrandei* Dewitz sp.

Die angeführten Arten bilden, soweit ich dieselben aus eigener Anschauung oder Abbildungen kenne, eine wohl charakterisirte Gruppe mit so zahlreichen gemeinschaftlichen Merkmalen, dass denselben Arten, wie *Lituites teres* Eichw. oder *Lituites Dankelmanni*, gar fremdartig gegenüberstehen.

Aber trotz der grossen Kluft zwischen den Typen der perfecten und imperfecten Lituiten lehrt die Entwickelung des *Lituites lituus*, dass eine grosse Verwandtschaft zwischen beiden besteht, welche, abgesehen von allem Andern, die Vereinigung beider Genera zu einer Familie rechtfertigt. Nach dem, was oben bei Beschreibung der Schalform gesagt wurde, geht zur Genüge hervor, dass dieselbe zu verschiedenen Zeiten ein von der ausgewachsenen Schale recht abweichendes Aussehen gehabt haben muss. Wenn wir als feststehend annehmen, dass das Thier zu allen Zeiten eine Wohnkammer besass, dann muss die Schale in aufeinanderfolgenden Zeiträumen folgende drei Phasen durchgemacht haben:

---

[1]) Inwieweit die Trennung der letztgenannten drei Arten als Subgenus von *Lituites* aufrecht zu erhalten ist, dürfte wohl noch näher zu untersuchen sein, da der einzige generische Unterschied im Fehlen der dorsalen Einbiegung des gestreckten Theiles besteht; die stark conische Gestalt desselben kann wohl füglich nicht als solcher angesehen werden. Remelé hat für diese drei Arten den Namen *Strombolituites* einführen wollen. Derselbe ist jedoch nicht annehmbar, da Dewitz den von Boll herrührenden Namen *Ancistroceras* für hierhergehörige Formen wieder aufgenommen hat.

1. Das *Nautilus*-Stadium.[1]) Die erste Zeit; die Schale glich einer sehr evoluten Nautilusschale; nach den Anwachsstreifen zu schliessen war der Mündungsrand der Wohnkammer zweilappig, mit tiefem, schmalem Ventralausschnitt, breiten, nicht hehr hohen Ohren auf den Flanken und seichtem Dorsalausschnitt.

2. Das Stadium der imperfecten Lituiten. In dieses Stadium trat das Thier mit dem Momente ein, als die Schale begann in gerader Richtung zu wachsen. Die Aehnlichkeit der Schale des *Lituites lituus* zu dieser Zeit mit *Lituites applanatus* Rem. oder *Lituites teres* Eichw. ist auffallend, wovon man sich durch Reconstruction des jungen *Lituites lituus* und durch die Vergleichung derselben mit beiden genannten Arten leicht überzeugen kann.

3. Das Stadium des perfecten Lituiten. Dasselbe begann, als das Thier die dorsale Einbiegung der Schale überwunden hatte und die Schale stetig in einer Richtung weiter baute.

Reste des ersten Stadiums sind noch nicht aufgefunden.

Ein Ueberrest des zweiten Stadiums scheint dagegen in Remelé's *Lituites applanatus*[2]) vorzuliegen, dessen grosse Aehnlichkeit mit *Lituites lituus* und *perfectus* Remelé bereits betont hat. Man vergleiche nur die Abbildungen dieses Fossils mit solchen der Spirale des *Lituites lituus;* man reconstruire aus meiner Beschreibung ein Bild des jugendlichen *Lituites lituus* und man wird bis in's geringste Detail dessen Uebereinstimmung mit *Lituites applanatus* erkennen. Der Querschnitt und dessen Aenderung mit zunehmendem Wachsthum, die hart aneinanderliegenden Windungen, die Lage des Sipho, ja sogar die schwach markirten Längskanten auf der Ventralseite der oberen Hälfte des letzten Umganges: alle diese Kennzeichen des *Lituites applanatus* kommen auch der Spirale des *Lituites lituus* zu. Bedauerlich ist, dass bei Remelé's Exemplar der Mundrand nicht erhalten ist; mit dem Verlauf der Wachsthumsrunzeln harmonirt die am oberen Ende der Wohnkammer in Remelé's Figur gezeichnete Linie nicht.

Nach dem biogenetischen Grundgesetze würde diese Entwickelung des *Lituites lituus* eine Abstammung des Genus *Lituites* von *Nautilus*-artigen Vorfahren mit der Zwischenform der imperfecten Lituiten voraussetzten. Ueber die älteste

[1]) In Ermangelung zweckmässiger Bezeichnungen und um Weiterungen zu vermeiden, habe ich dieser Periode den Namen *Nautilus*-Stadium gegeben; ich will damit keineswegs sagen, dass die Lituiten im Beginn ihres Daseins unserem heute lebenden *Nautilus* in der Organisation gleichen.

[2]) Remelé, l. c. pag. 240. t. I. f. 6a u. b.

Form ist bis jetzt noch nichts bekannt, dagegen dürfte die Theorie der Entwickelung der perfecten Lituiten aus den imperfecten nicht ganz von der Hand zu weisen sein.

Es wäre vor allen Dingen der Nachweis der zeitlichen Aufeinanderfolge gedachter Formen beizubringen, und das Auftreten der imperfecten Lituiten scheint denselben wirklich zu liefern, soweit wir das genauere Lager der einzelnen Arten kennen.

In Bezug auf den geologischen Horizont der perfecten Lituiten steht vorläufig fest, dass dieselben nur im Echinosphäritenkalk Fr. Schmidt's vorkommen.

In neuester Zeit hat nun Remelé nachgewiesen [1]), dass die imperfecten Lituiten etwas früher als die perfecten Lituiten zu beginnen scheinen, da ihre ersten Vertreter bereits im Vaginatenkalk (in seiner jetzigen engeren Begrenzung) auftreten. Allerdings, fügt er hinzu, sollen dieselben auch in höheren Niveau's des Untersilur auftreten und stellenweise bis in's Obersilur hinaufreichen. [2]) Jedenfalls steht auch nach den Untersuchungen Schmidt's fest, dass der Typus des imperfecten Lituiten (*Lituites lamellosus* seu *convolvens*) im echten Vaginatenkalk, also tiefer als die perfecten, liegt.

So lange aber nicht das genaue Niveau aller Arten bekannt ist, so lange können derartige Betrachtungen nichts weiter als Hypothesen sein. Es wäre daher eine dankbare, wenn auch mühevolle Aufgabe, die verticale Verbreitung der Lituiten im anstehenden Gesteine Schritt für Schritt zu verfolgen, um das genaue geologische Niveau der einzelnen Arten festzustellen und hierdurch eine feste Grundlage zu schaffen, auf welcher die Stammesgeschichte dieser Cephalopoden fussen kann. Durch die Untersuchung der in Diluvialgeschieben vorkommenden Species kann eine solche Aufgabe wohl sehr gefördert, niemals aber vollständig gelöst werden.

---

[1]) Remelé, l. c. pag. 215.

[2]) Es sind hiermit wohl die Formen aus der Verwandtschaft des *Lituites antiquissimus*, zu welchen auch *Lituites Dankelmanni* Rem. gehört, gemeint, welche nicht mit den imperfecten zusammenzufassen sind, da sie einen geschlossenen Nabel haben. Mein Material erlaubte nicht dieselben näher mit in die Betrachtung zu ziehen.

# Inhalt.



---

# B. Briefliche Mittheilung.

## Herr F. Maurer an Herrn W. Dames.

## Ueber das Alter des Hercyn.

Darmstadt, den 26. Mai 1882.

In der neuesten Arbeit Kayser's über die hercynische Fauna im Harz, am Rhein und in Böhmen (diese Zeitschrift 4. Heft 1881) finde ich die frühere Ansicht des Verfassers, dass das Harzer Hercyn ein tiefes Glied der Devonformation darstelle, aufgegeben und die Meinung ausgesprochen, dass die Harzer Hercynkalke sehr junge Glieder des Unterdevon seien. So erfreulich mir auch diese Erklärung Kayser's war, weil sie den rheinischen Verhältnissen sich viel besser anpasst, als die Vorstellung von einer sehr tiefen Lagerung der Harzer Hercynschichten, ebenso erstaunt war ich über das, was Kayser über die Lagerungsverhältnisse der rheinischen Devonschichten mittheilt. Der Verfasser setzt nämlich den Greifensteiner Kalk, auf Grund bisheriger Erfahrungen Koch's, an die allerоberste Grenze des Unterdevon. Wo diese Erfahrungen Koch's niedergelegt sind, ist nicht angegeben. In der neuesten und letzten Arbeit des der Wissenschaft leider zu früh entrissenen Koch über die Gliederung der rheinischen Unterdevonschichten ist keine Silbe über die stratigraphischen Verhältnisse dieses Kalklagers zu finden. Es ist Ihnen bekannt, dass die erste ausführlichere Erörterung dieser Verhältnisse in meiner Arbeit über den Kalk bei Greifenstein enthalten ist, welche nachzuweisen sucht, dass der Schieferzug bei Greifenstein mit seinen Zwischenlagern von Kalk und Quarzit, gleichwie der Schieferzug des Ruppbachthales mit seinen Goniatiten als Parallelbildungen der Schichten der oberen Abtheilung des rheinischen Unterdevon anzusehen seien. Die Behauptung Koch's, dass die Ruppbacher Schiefer über der rheinischen Cultrijugatusstufe liegen, glaube ich bereits früher widerlegt zu haben.

Die Annahme einer Parallelbildung speciell des Greifensteiner Schieferzuges findet eine neue Stütze darin, dass ich kürzlich so glücklich war, etwa 500 Schritt nördlich Wallendorf in Kalklinsen des Schiefers, neben *Phacops fecundus*, welchen ich bereits früher namhaft machte, auch *Tentaculites elegans* Barr. aufzufinden. Damit sind wohl etwa bestehende Bedenken, dass der Kalk einfach eine Zwischenlagerung des Schiefers bilde, wie Zweifel an dem gleichmässigen Alter des Greifensteiner Schieferzuges mit seinem Kalk und Quarzit, begrenzt im Norden von dem mitteldevonischen Kalk bei Edingen und im Süden von der (unterdevonischen?) Grauwacke bei Wallendorf, beseitigt, und muss aus dessen Mächtigkeit geschlossen werden, dass er weit in das Unterdevon hineinrage, die Grenze zwischen Schiefer und Spiriferensandstein vielleicht noch tiefer liege wie im Ruppbachthale. Die Unterlagerung des Greifensteiner Kalkes durch sehr junge Glieder des rheinischen Unterdevon ist eine Annahme Kayser's, welche bis jetzt noch durch Nichts nachgewiesen ist.

Wende ich mich jetzt zur palaeontologischen Seite der Erklärung Kayser's, dass der rheinische Kalk jünger sei gegenüber den Harzer Kalken, weil jener über der rheinischen Cultrijugatusstufe liege, diese unter derselben. Als zweifellos gemeinsame Formen der beiden fraglichen Kalke konnte ich in meiner früheren Arbeit nur *Strophomena rhomboidalis* anführen, wozu noch nach den neuesten Untersuchungen Novak's *Tentaculites acuarius* Richter kommt. Bei dieser geringen Zahl gemeinsamer Arten möchte ein Vergleich der beiden Faunen schwierig sein. Viel engere Beziehungen der Harzer Kalke zu rheinischen Kalken lassen sich an einer anderen Stelle nachweisen. Der den Greifensteiner Schieferzug im Norden begrenzende Kalk bei Edingen ist äquivalent mit dem Stringocephalenkalk der Grube Haina bei Wetzlar, wie aus einem Vergleich der Fauna hervorgeht. Der Kalk der Grube Haina hat aber nach meinen neuesten, noch nicht abgeschlossenen Untersuchungen folgende Arten mit den Harzer Kalken gemeinsam:

*Cyphaspis hydrocephala* A. R.
*Proetus consonus* n. s. (identisch mit *Proetus eremita* Barr. bei Kayser)
*Capulus hercynicus* Kays.
" *Zinckeni* A. R. var.
*Cypricardinia lamellosa* Hall?
" *crenicostata* A. R.
*Rhynchonella subcuboides* Gibb.
*Pentamerus galeatus* Dalm.

*Cyrtina heteroclita* Defr.?
*Atrypa reticularis* Linné
„ „ var. *aspera* Schloth.
*Orthis striatula* Schloth.
*Streptorhynchus umbraculum* Schloth.
*Chonetes embrya* Barr.
*Retzia lepida* Goldf.?

Mögen genauere vergleichende Untersuchungen vielleicht einige Verschiedenheiten in der Ausbildung der Formen ergeben, so steht doch wohl die Thatsache zweifellos fest, dass der Harzer Hercynkalk dem rheinischen Stringocephalenkalk näher steht wie dem Greifensteiner Kalk, mithin die Harzer Kalke jünger sind wie letztere, nicht umgekehrt wie Kayser sie erklärt.

Zum Schluss mögen Sie mir noch wenige Bemerkungen gestatten über die Art und Weise, wie Herr Kayser meine Arbeit über den Kalk bei Greifenstein zu kritisiren für gut findet. Herr Kayser sagt wörtlich: „Der Greifensteiner Kalk ist noch zu wenig ausgebeutet, wie schon daraus hervorgeht, dass es mir im Frühjahr 1880 bei einem Besuche von Greifenstein innerhalb weniger Tage gelang, nicht nur zahlreiche von Maurer nicht beschriebene Arten, sondern auch zwei in seinen Listen überhaupt nicht vertretene Trilobitengattungen (*Harpes* und *Acidaspis)* aufzufinden.“

Abgesehen davon, dass ich in der Einleitung meiner Arbeit ausdrücklich erklärte, dass mit meiner Aufzählung der Versteinerungen der Reichthum der Fauna noch lange nicht erschöpft sei, ist doch die Beschreibung von 80 bisher aus dem rheinischen Devon nicht bekannten Arten immerhin schon eine Leistung. Wenn es Herrn Kayser gelang, in wenigen Tagen zahlreiche von mir nicht beschriebene Arten aufzufinden, so scheinen diese doch weiter keinen Einfluss auf die Beurtheilung der Fauna ausüben zu können, sonst würde doch Herr Kayser nicht unterlassen haben, dieselben anzuführen. Was die Trilobitengattungen *Harpes* und *Acidaspis* betrifft, auf welche Kayser grossen Werth zu legen scheint, so waren von mir gefundene Reste nicht wohl erhalten genug, um sie in meine Arbeit aufzunehmen, und fand ich um so weniger Veranlassung diese Gattungen zu erwähnen, als dieselben eine ausserordentlich grosse verticale Verbreitung haben und zur Bestimmung eines Horizontes unbrauchbar sind. *Acidaspis* und *Harpes* erscheinen nämlich zuerst in der Etage D des böhmischen Silur, gehen durch E, F und G, finden sich im rheinischen Unterdevon (ich besitze je eine Art aus einem Sandstein bei Giessen) und sind aus dem Mitteldevon bekannt.

Sehr gern würde ich meine Untersuchungen, wie Herr Kayser wünscht, auch auf den Kalk von Bicken und Ballersbach ausgedehnt haben, allein ich besitze dazu leider nicht das erforderliche Material. Ob die für diese Kalke charakteristischen gebogenen Nautileen gegenüber der Thatsache, dass dieselben auch im mitteldevonischen Kalk der Eifel und im Oberdevon der rechten Rheinseite ihre Vertreter haben, für die Theorie Kayser's von besonderem Werth seien, möchte ich bezweifeln.

# C. Verhandlungen der Gesellschaft.

## 1. Protokoll der Januar-Sitzung.

Verhandelt Berlin, den 4. Januar 1882.

Vorsitzender: Herr Beyrich.

Nach Verlesung des Protokolls der December-Sitzung und Genehmigung desselben wurde zur Wahl des Vorstandes geschritten und ist der bisherige Vorstand per Acclamation wiedergewählt worden.

Demnach besteht der Vorstand für das laufende Geschäftsjahr aus folgenden Mitgliedern:

Herr Beyrich, als Vorsitzender.
Herr Rammelsberg, Herr Websky, } als stellvertretende Vorsitzende.
Herr Dames, Herr Weiss, Herr Speyer, Herr Arzruni, } als Schriftführer.
Herr Lasard, als Schatzmeister.
Herr Hauchecorne, als Archivar.

Der Vorsitzende legte die für die Bibliothek der Gesellschaft eingegangenen Bücher und Karten vor.

Der Gesellschaft ist als Mitglied beigetreten:

Herr Dr. Konrad Oebbeke, Privatdocent in München, vorgeschlagen durch die Herren Rosenbusch, Weiss und Lossen.

Herr E. Kayser legte einige neue interessante Versteinerungen aus dem rechtsrheinischen Devon vor, und zwar:

1. *Rhynchonella triloba* Sow. aus dem (Stringocephalen-) Eisenstein der Grube Haina unweit Giessen.

Eine prächtige, fast $1^1/_2$ Zoll grosse Form, die sowohl in ihren Dimensionen, wie in allen übrigen Merkmalen auf das beste mit der Form des englischen Devon übereinstimmt, während die Identität der kleinen Eifeler Muschel, die der Vortragende seiner Zeit auf die SOWERBY'sche Art bezogen hat, noch zweifelhaft ist.

2. *Spirifer (Spiriferina?) trisectus* n. sp. von Usingen und anderen Punkten im Nassauischen, wahrscheinlich aus der oberen Coblenz-Stufe K. KOCH's.

Ein ungewöhnlich grosser *Spirifer*, mit hoher Area, breitem, wohlentwickeltem Sinus und starkem, etwas abgeplattetem Sattel. Auf beiden Seiten von Sinus und Sattel treten 1 — 2 breite, flache Falten hervor, im Uebrigen ist die Oberfläche glatt. Im Innern der grossen Klappe liegt zwischen den beiden Zahnstützen ein langes starkes Medianseptum. Es entstehen dadurch auf dem Steinkern 3 sehr auffällige Einschnitte, auf die der vom Vortragenden gewählte Name anspielt.

3. *Rhynchonella* aff. *Pengelliana* DAVIDS. von Usingen, in Begleitung der vorigen Art.

Eine riesige Form, die — soweit sie sich nach dem vorliegenden Material beurtheilen lässt — der genannten, gigantischen Muschel des englischen Unterdevon nahe kommt und von derselben vielleicht nur durch zahlreichere Rippen abweicht.

4. *Stringocephalus* sp. aus einem grauen, flaserigen, von Schieferblättern durchflochtenen Kalkstein von Bicken unweit Herborn.

Da in der Gegend von Bicken Versteinerungen des Stringocephalen-Niveaus bis jetzt unbekannt sind, so wäre es möglich, dass das Fossil aus dem dortigen, ganz ähnlich aussehenden, hercynischen Flaserkalk stammt. Da BARRANDE auch aus dem böhmischen Unterdevon (Etage F) einen *Stringocephalus (bohemicus)* beschrieben hat, so würde die Auffindung der Gattung im Hercynkalk von Bicken nichts besonders Auffälliges haben.

Sämmtliche vorstehend aufgeführte Reste stammen aus der ehemals DANNENBERG'schen Sammlung, in welcher sie übrigens unter ganz unrichtigen Benennungen aufbewahrt wurden. Eine genauere, von Abbildungen begleitete Beschreibung behält der Vortragende sich vor.

Herr K. A. LOSSEN gab vorläufigen Bericht über das Vorkommen devonischer Albit-haltiger Eruptivgesteine in dem Gebiete der Elbingeroder Mulde im Harze: vollkrystallinische feinkörnige, meist aber porphyrische Gesteine mit dichter oder nicht ganz dichter Grundmasse, worin

bald sehr spärliche, bald reichliche und dann auch oft sehr zahlreiche Einsprenglinge einfacher oder nach dem Karlsbader Zwillingsgesetz getheilter Feldspathkrystalle liegen, die nach mikroskopischem und chemischem Ausweise Mikroperthit sind. Die sehr alkalireichen Gesteine, die in einer früheren Mittheilung andeutungsweise Syenit- oder Orthoklasporphyr [1]) genannt worden waren, zeigen nach fünf quantitativen Analysen einen Alkali-Feldspath-Gehalt, der von 73,75, bis zu 92,20 Procent schwankt, darunter 62,34 Kalifeldspath neben 25,46 Natronfeldspath bei einem spec. Gew. des Gesteins von 2,58, sowie 20,00 Kalifeldspath neben 72,20 Natronfeldspath und einem spec. Gew. des Gesteins von 2,617 als Maximal- und Minimalzahlen für die beiden Feldspäthe. Die Structur der Feldspäthe stimmt, worauf Herr ROSENBUSCH den Vortragenden aufmerksam machte, mit der der Orthoklas-Plagioklas-Verwachsungen in den Eläolith-Syeniten überein, womit auch das Vorkommen einer stark lichtabsorbirenden im Maximum der Färbung dunkelentenblau gefärbten, also dem natronhaltigen Glaukophan [1]) und Arferdsonit verwandten Hornblende in einem der Gesteine harmonirt. Nephelin dagegen ist, wie wiederholte von ROSENBUSCH selbst ausgeführte Aetzungs- und Fuchsinfärbungsversuche lehren, völlig abwesend. Der Vortragende wies zum Schluss auf die interessante Parallele hin, welche solche an Natronthonerdetrisilicat-reiche Orthoklas-haltige Gesteine zu den Eläolithsyeniten und Phonolithen darstellen, und betonte die Zusammengehörigkeit der Albit- und der Orthoklasgesteine, welche zeigt, wie künstlich eine von der chemischen Durchschnittszusammensetzung und der geologischen Rolle der Erstarrungsgesteine abstrahirende Eintheilung in Orthoklasgesteine und Plagioklasgesteine schlechthin ist.

Herr BÖHM berichtete Folgendes: Die Bivalven-Fauna des Diceraskalkes von Kelheim oberhalb Regensburg war bis jetzt durchaus unzulänglich bekannt. Nach dem vorliegenden Materiale konnten nicht weniger als 48 Arten mit Sicherheit bestimmt werden. Der Erhaltungszustand der Fossilien ist mangelhaft, fast nur die Diceraten und Trichiten machen hiervon eine Ausnahme. Letztere beiden Gattungen gaben denn auch, neben *Isoarca*, zu eingehenderen Beobachtungen Anlass. Von den 48 sicher bestimmten Arten kommen nur 16 an anderen Localitäten vor. Von diesen sind 3 so indifferent, dass sie für geologische Folgerungen nicht verwerthet werden können. Von den übrig bleibenden 13 Arten haben einige eine sehr weite, verticale Verbreitung, andere treten in

[1]) Vergl. diese Zeitschr. 1881. pag. 174.

Schichten auf, deren Alter nicht sichergestellt ist, noch andere gehören verschiedenen Horizonten des oberen Jura und der unteren Kreide an. Nach diesen Ergebnissen ist es unthunlich, aus der Bivalven-Fauna einen Schluss auf die stratigraphische Stellung der Diceraskalke von Kelheim zu ziehen. Dieses Ergebniss war fast voraus zu sehen, denn die verwandten Faunen, vor Allem die Fauna von Valfin, sind ganz unzureichend bekannt. Aus demselben Grunde ist es vorläufig nicht möglich, die Beziehungen zu den sogenannten jurassischen Inselbergen von Ernstbrunn, Nikolsburg, Staats festzustellen.

Einen engen faunistischen Zusammenhang zeigen die Kelheimer Diceraskalke zu den meist tiefer lagernden Dolomiten von Ingolstadt, sowie vor Allem zu den Oolithen von Oberstotzingen bei Ulm.

Herr Remelé sprach über die neue Gattung gekrümmter Silurcephalopoden, für welche er im vorigen Jahrgang dieser Zeitschrift pag. 480 den Namen „*Rhynchorthoceras*" vorgeschlagen hat, unter gleichzeitiger Vorlegung einer ausgezeichneten dahingehörigen Versteinerung (*Rhynchorthoceras Zaddachii* nov. sp.), die in einem Geschiebe von grauem Orthocerenkalk von Königsberg i. Pr. enthalten ist und dem Redner von Herrn Max Bauer übersandt worden war. [1])

Herr Hauchecorne legte Proben russischer Kohlen aus den Gouvernements von Rjasánj und Túla vor, welche 40—45 pCt. destillirbare Bestandtheile enthalten und in Folge dessen mit Leichtigkeit sogar an einem Streichholz angezündet werden können — was der Vortragende auch durch ein Experiment demonstrirte.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

| v. | w. | o. |
|---|---|---|
| Beyrich. | Dames. | Arzruni. |

[1]) Siehe dieses Heft pag. 122 ff.

## 2. Protokoll der Februar-Sitzung.

Verhandelt Berlin, den 1. Februar 1882.

Vorsitzender: Herr WEBSKY.

Der Vorsitzende eröffnete die Sitzung, indem er mit warmen Worten des verewigten Dr. O. SPEYER gedachte, den ein plötzlicher Tod seinen Freunden, sowie der Gesellschaft entriss, welcher er volle 25 Jahre lang angehört hatte und zu deren thätigsten Mitgliedern er zählte.

Das Protokoll der Januar-Sitzung wurde vorgelesen und genehmigt.

Der Vorsitzende legte die für die Bibliothek der Gesellschaft eingegangenen Bücher und Karten vor.

Der Gesellschaft sind als Mitglieder beigetreten:

Herr Prof. Dr. SCHWALBE, Director der Dorotheenstädtischen Realschule in Berlin,
vorgeschlagen durch die Herren HAUCHECORNE, BEYRICH und BERENDT;

Herr Dr. MICHAEL VAČEK, Adjunkt an der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien;
vorgeschlagen durch die Herren TIETZE, NEUMAYR und DAMES;

Herr cand. HENRY SCHRÖDER in Königsberg i. Pr.,
vorgeschlagen durch die Herren BAUER, NÖTLING und JENTZSCH.

Herr E. LAUFER sprach über zwei interessante Aufschlüsse im Diluvium der Provinz Brandenburg:

Der eine Aufschluss liegt südlich Königs-Wusterhausen, nahe dem kleinen Orte Korbiskrug. Nahe am Rande einer diluvialen Erhebung ist auf der Thalsohle eine grössere Grube angelegt, in welcher unter einer schwachen Decke von Oberem Sande und einer geringen Lage Unteren Spathsandes, in welchem Mergelsande eingelagert vorkommen, ein Kalkmergel von grauer Färbung und thonähnlichem Aussehen angeschnitten ist. Unter demselben liegt eine nur wenige Centimeter starke, eisengefärbte Sandschicht und unter dieser folgt eine etwa 4 Meter mächtige Thonbank, welche als Liegendes einen feinkörnigen Diluvialsand hat. An der Grenze der Kalkmergelschicht und des hangenden Sandes sieht man eine wellig auf und abgehende Ockersandschicht. Der Kalkmergel enthält:

| | | Auf kalkfreie Substanz berechnet: | |
|---|---|---|---|
| Quarz und Silicat-Kieselsäure | 18,14 | 18,56 | 49,05 |
| Lösliche Kieselsäure . . . . | 0,42 | | |
| Thonerde . . . . . . . . | 1,62 | | 4,28 |
| Eisenoxyd . . . . . . . . | 1,74 | | 4,60 |
| Kalkerde . . . . . . . . | 37,19 | | 6,29 |
| Magnesia . . . . . . . . | 1,05 | | 2,78 |
| Kohlenstoff . . . . . . . . | 2,87 | | |
| Kohlensäure . . . . . . . | 27,35, | entspr. 62,16 pCt. kohlensauren Kalk. | |
| Wasser . . . . . . . . . | 8,65 | | |
| Alkalien . . . . . . . . | 0,97 | a. d. Diff. | |
| | 100,00 | | |

Auffallend reich ist dieser Kalkmergel an Süsswasserschnecken[1]), unter denen gefunden wurden:

*Valvata piscinalis*,
*Bithynia tentaculata*, mit zahlreichen Deckeln,
*Planorbis laevis*,
*Pisidium pusillum*,
*Pisidium amnicum*,
*Lymnaeus auricularius*.

Ferner fanden sich in dieser Schicht Backzähne von *Cervus elaphus* und nach Aussage der Leute auch eine Geweihstange, welche wahrscheinlich derselben Art angehört. Ausserdem konnten aus dem Kalkmergel ein Fischwirbel, Fischgräten und -Schuppen, auch Fischzähne ausgelesen werden. Die pflanzlichen Reste, unter denselben auch kleine Saamen, konnten leider nicht bestimmt werden.

In dem unter dem Kalkmergel vorkommenden Sande wurden Bruchstücke von *Paludina diluviana*, *Valvata* und eines dickschaligen Zweischalers, *Unio* oder *Anodonta*, beobachtet. Die tiefere Thonbank bietet nichts Abweichendes, sie ist nur wenig mächtig und sehr sandig. Das Liegende ist ein feiner, weisser Diluvialsand.

Die Ablagerung des Kalkmergels ist als die Ausfüllung eines Beckens der Diluvialzeit aufzufassen. Eine ganz gleiche Beckenbildung tritt auf in den diluvialen Kalkmergeln von Belzig; auch die Infusorienlager der Lüneburger Haide sind derartig zu betrachten.

Der sodann besprochene Aufschluss liegt nördlich Cüstrin,

---

[1]) Die genauere Bestimmung hatte Herr v. Martens die Güte auszuführen.

gegenüber dem Dorfe und der Haltestelle Tamsel. Er ist entstanden durch den Bau der Stargard - Cüstriner Eisenbahn. Nördlich Cüstrin ist am Rande der Hochfläche unterer Diluvialmergel durch den Bahnbau angeschnitten, welcher in nördlicher Richtung mehrfach auskeilt. Der Aufschluss bei Tamsel hat durch eine kuppenartige Erhebung ein Profil blossgelegt, wie solches in der Berliner Gegend so deutlich wohl nirgends gesehen werden kann. In dem bis zu 9 Meter Tiefe reichenden Einschnitte ist auf eine lange Strecke unterer Diluvialsand in grandiger Ausbildung getroffen. Derselbe enthält kleine Kalksteinchen in grosser Zahl und ist daher sehr kalkreich. Bedeckt ist er von grobkörnigem Geschiebesand. Das Liegende jenes grandigen, geschichteten unteren Sandes ist ein blaugrauer, ca. 18 pCt. kohlensauren Kalk besitzender Diluvialthonmergel, welcher als eine etwas 1 Meter an Mächtigkeit übersteigende Bank bei nahezu horizontaler Lagerung direct auf unterem Geschiebemergel auflagert. Wir haben somit an dieser Stelle eine Thonablagerung über dem unteren Mergel, während bei Werder und Glindow der Thon vom Mergel überlagert wird. Ein ähnliches Vorkommen wie bei Tamsel, ist bei Glienicke südlich Berlin. In Pommern scheint der Thonmergel mehrfach über dem unteren Mergel vorzukommen. Auch Herr v. DEM BORNE erwähnt eine solche directe Ueberlagerung des Mergels durch Thon bei Greiffenberg. Da der Thonmergel in dem offenen Profile sowohl nach Norden und Süden auskeilt, auch nirgends in der Nähe weiter zu beobachten war, so erscheint auch diese Thonablagerung als Ausfüllung eines Beckens.

Der Vortragende theilte schliesslich die Analyse eines Orthoklas-freien Melaphyrs von Winterstein auf dem Thüringer Walde mit und besprach dieselbe hinsichlich ihrer Uebereinstimmung mit der mikroskopischen Untersuchung. Das in Rede stehende Gestein hat Herr WEISS gesammelt und mit seinen interessanten Verwitterungsstufen dem Vortragenden zur Untersuchung überlassen. Daher ist diese Mittheilung nur als eine vorläufige zu betrachten.

Die chemische Zusammensetzung ergab:

| | |
|---|---|
| $SiO_2$ . . . . . | 55,75 |
| $Al_2O_3$ . . . . | 18,45 |
| $FeO$ . . . . . | 5,69 |
| $Fe_2O_3$ . . . . | 2,03 |
| $CaO$ . . . . . | 5,94 |
| $MgO$ . . . . . | 2,93 |
| $Mn_3O_4$ . . . . | 0,31 |
| $K_2O$ . . . . . | 3,35 |
| $Na_2O$ . . . . . | 3,42 |

| | |
|---|---|
| $P_2O_5$ . . . . . . | 0,16 |
| $CO_2$ . . . . . . | 0,91 |
| $H_2O$ . . . . . . | 1,78 |
| $SO_4Ba$ . . . . | Spuren |
| | 100,32 |

Unter dem Mikroskop erkennt man deutlich trikline Feldspathe, welche auch makroskopisch vorkommen, und Augit, welcher aber, trotzdem das Aussehen des Gesteins ein recht frisches ist, bereits stark zersetzt und zu einem grünen Mineral (Hornblende?) zum Theil umgewandelt erscheint. Ausserdem treten Magneteisen und nach Herrn Dathe auch Titaneisen auf, dessen Nachweis in der chemischen Analyse nicht sicher gebracht werden konnte. Die Phosphorsäure der Analyse ist auf Nadeln von Apatit zurückzuführen; ebenso sind in der Nähe der Zersetzungsproducte des Augites Calcitpartieen ausgeschieden. Auffallend ist der verhältnissmässig hohe Gehalt an Kali, da Orthoklas unter dem Mikroskop nicht gesehen werden kann.

Herr Weiss knüpfte hieran einige Bemerkungen über das Auftreten des Gesteins von Winterstein, dem nördlichen Vorsprung des Drehbergs.

Anknüpfend an den Vortrag des Herrn Laufer erwähnte Herr Wahnschaffe ein dem Tamseler analoges Diluvialprofil aus der näheren Umgebung Berlins, welches bei der geognostischen Aufnahme der Section Cöpenick zwischen Rudow und Glienicke von ihm beobachtet worden ist. Die Lagerungsverhältnisse sind dort von oben nach unten gehend folgende:

Oberer Diluvialmergel (Geschiebemergel),
Unterer Diluvialsand,
Unterer Diluvialthonmergel (Geschiebe-freier Thon),
Unterer Diluvialsand,
Unterer Diluvialmergel (Geschiebemergel),
Unterer Diluvialsand.

Der geschiebefreie Thon bei Glienicke nimmt demnach ein verhältnissmässig höheres Niveau ein, als die Diluvialthone von Glindow, welche früher abgesetzt sind, als der dort auftretende untere Diluvialmergel. (Vergl. den Aufsatz im Jahrbuch 1881 der königl. geolog. Landesanstalt und Bergakadmie: Ueber das Vorkommen geschiebefreien Thones in den obersten Schichten des unteren Diluviums der Umgegend von Berlin von F. Wahnschaffe.)

Herr K. A. Lossen sprach über den Zusammenhang zwischen den dynamischen Störungen in dem discordant zum

Streichen der Schichten gestauten, windschief verbogenen und von spiesseckigen Spaltenverwerfungen durchrissenen Südostrand des Harzes und der regionalmetamorphischen Gesteinsbeschaffenheit der denselben zusammensetzenden Schicht- und Eruptivgesteine und hob dabei besonders die Bedeutung der unter dem Mikroskop nachweislichen Umwandlung der Primärstructur der Diabase in das Mosaik krystallinischer Schiefer und der primären Gemengtheile dieser Erstarrungsgesteine in secundäre, beides z. Th. auf dem Wege der Pseudomorphosenbildung zu verfolgen, hervor. (Vergl. Erläuterungen zu Blatt Wippra in der Detailkarte des Harzes.)

Herr Arzruni sprach, unter Vorlage von Belegstücken, über das Zusammenvorkommen von Mineralien in den Chromeisenerzlagerstätten am Ural.

Hieranf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

Websky. Weiss. Arzruni.

---

## 3. Protokoll der März-Sitzung.

Verhandelt Berlin, den 1. März 1882.

Vorsitzender: Herr Beyrich.

Das Protokoll der Februar-Sitzung wurde vorgelesen und genehmigt.

Der Vorsitzende legte die für die Bibliothek der Gesellschaft eingegangenen Bücher und Karten vor.

Unter den als Geschenk der Verfasser übersendeten Schriften machte derselbe besonders auf einen Aufsatz des Herrn Hörnes „Zur Würdigung der theoretischen Speculationen über die Geologie von Bosnien" aufmerksam, in dessen Einleitung der Verfasser sein Befremden darüber ausspricht, dass die Aufnahme seines Aufsatzes von dem Vorstande der Gesellschaft abgelehnt worden sei, nachdem ein Aufsatz des Herrn Tietze unter gleichem Titel (diese Zeitschr. Bd. XXXIII. pag. 282) anstandslos abgedruckt wurde.

In dem betreffenden Beschluss des Vorstandes war die ungetheilte Ansicht maassgebend, dass der Aufsatz des Herrn Tietze, wie auch Herr Hörnes a. a. O. pag. 5 hervorhebt,

wesentlich nur Ansichten bekämpft, welche Herr v. Mojsisovics und nicht Herr Hörnes ausgesprochen hatte. Die Aufnahme des Aufsatzes des Herrn Tietze war erfolgt, nachdem sowohl diesem als Herrn v. Mojsisovics die Erklärung abgegeben war, dass eine Erwiderung des Letzteren jederzeit in der Zeitschrift würde aufgenommen werden.

Herr G. Berendt sprach über die Sande im norddeutschen Tieflande und die grosse diluviale Abschmelzperiode.

Wenngleich der Vortrag in seinem ganzen Umfange in dem diesjährigen Jahrbuche der königl. geologischen Landesanstalt erscheinen wird, möge doch seiner allgemeineren Bedeutung halber hier näher auf denselben eingegangen werden. — Im Allgemeinen, und so auch vom Standpunkte der bis vor Kurzem in Deutschland bei Erklärung der Diluvialbildungen und ihrer Entstehung unumschränkt herrschenden Drifttheorie, war man berechtigt, mit der Bildung deutlicher Strom-, Fluss- und Bachthäler und deren Gruppirung zu ausgeprägten Flusssystemen, wie sie die heutige Oberflächengestaltung Norddeutschlands erkennen lässt, die Trockenlage des bisherigen diluvialen Meeresbodens, d. h. das Ende der Diluvialzeit für einen solchen Theil der Erdoberfläche anzunehmen und die Alluvialzeit zu beginnen. Mit anderen Worten, alle nachweislich nach Bildung der Thäler in Norddeutschland entstandenen, in den letzteren abgesetzten Schichten hatte man ein Recht für alluvial anzusprechen. Wenn es sich somit des Weiteren herausstellte, dass neben der Bildung der heutigen Flusssysteme ein regelrechtes nur in höherem Niveau gelegenes und weit grossartigeres Flusssystem in Norddeutschland bestanden habe, aus welchem die gegenwärtig anscheinend sehr abweichenden Flusssysteme dennoch mit Leichtigkeit abzuleiten, und dessen Thalauswaschungen, auch wo sie heute von keinem Flusse mehr durchströmt werden, überall noch deutlich erkennbar sind, so war man ebenso berechtigt, ein solches als altalluvial abzutrennen und die in diesem höheren Niveau eine ausgeprägte alte Thalsohle bildenden steinfreien Sande als altalluviale Thalsande zu unterscheiden, wie es bei den Kartenaufnahmen der Berliner Gegend geschehen.

Man war dazu umsomehr berechtigt, als schon die Aufnahmen Meyn's in Schleswig-Holstein und demnächst die des Vortragenden in Ostpreussen die Unterscheidung eines ungefähr in gleichem Niveau lagernden, steinfreien Altalluvialsandes, des Haidesandes, zur Folge hatten, einer Bildung, die Herr von Dechen sofort den Sanden der belgischen Campine gleich-

altrig erkannte und auch seinerseits als eine altalluviale Umränderung der Nord- und der Ostsee erklärte.

Dem entgegen zwingen die fortgesetzten Aufnahmen der geologischen Specialkarte im norddeutschen Flachlande gegenwärtig immer mehr dazu, Altalluvium und Jungdiluvium, d. h. Haidesand und Thalsand einerseits, Geschiebesand und Geröllbestreuung andererseits als gleichzeitige Bildungen zu erkennen und Redner freut sich den seinerseits bisher begangenen Fehler noch rechtzeitig erkannt zu haben und selbst wieder gut machen zu können.

Es folgt nun ein Ueberblick der bei den Specialaufnahmen einerseits in der Gegend von Berlin, andererseits westlich der Elbe bei Stendal und Gardelegen, sowie auf sonstigen Reisen im norddeutschen Flachlande in dieser Richtung gemachten Erfahrungen.

Als Resultat ergiebt sich, dass hier überall 1., echter Geschiebesand sowohl die eigentliche Höhe des Plateaus, wie auch die alte Thalsohle der dasselbe durchfurchenden Thäler bedeckt; dass 2., wo Thäler sich an ihrem oberen Ende in die flachwellige Plateaufläche verlieren, auch die Geschiebesande der Höhe und der Thalsohle in keiner Weise eine Abgrenzung zulassen; dass 3., wo auf grössere Entfernung ein petrographischer Unterschied der Sande auf der Höhe und im Thale bemerkbar wird, die Grösse der Geschiebe thalabwärts meist ab-, die Zahl derselben meist zunimmt, so dass nicht selten eine ausgesprochene Grand- und Geröllbedeckung der alten Thalsohle sich entwickelt; dass 4., dem Ausgange solcher Thäler zu, wenn nicht durch namhafte Vertiefung der gegenwärtigen die alte Thalsohle bei ihrem Uebergange in's Hauptthal gerade hier schon grösstentheils zerstört ist, eine abermalige Verkleinerung, gleichzeitig aber auch Abnahme der Geschiebe bemerkbar wird, und dass endlich 5., im Hauptthale selbst sich vielfach eine mehr oder weniger breite randliche Zone der Bestreuung des dasselbe erfüllenden Thalsandes oder des blossgelegten unteren Diluvialsandes mit meist nur noch wallnussgrossen Geschieben (des ads der Karten) erkennen lässt.

Wenn Redner somit die bisher zeitlich gemachte Trennung zwischen Geschiebesand und Thalsand, so gerechtfertigt und nothwendig sie in petrographischer Hinsicht auch jetzt noch erscheint, ausdrücklich zurücknimmt, so glaubt derselbe andererseits bereits ebenso berechtigt zu sein, auch den von Meyn wie von ihm seither als altalluvial dem Geschiebesande gegenübergestellten Haidesand mit ersterem der Zeit nach verschmelzen und ihn nur als eine petrographische Abstufung gelten lassen zu dürfen. Gründe dafür werden geltend gemacht einerseits aus den Schriften Meyn's, andererseits aus dessen soeben

erschienener, von ihm noch kurz vor seinem Tode vollendeten geologischen Uebersichtskarte Schleswig-Holsteins, welche, wenn man den Haidesand und den Geschiebesand (gelbe und hellbraune Farbe) mit einander verschmilzt, sich plötzlich in auffallendster Weise vereinfacht und die dreifache Gürtelbildung, welche Meyn stets hervorhebt, in viel schlagenderer Weise zum Ausdruck bringt.

Diese Vereinigung des bisher unterschiedenen Altalluviums und obersten Diluviums zu einer gleichaltrigen Bildung will Redner jedoch nicht im Sinne der Drifttheorie verstanden wissen, nach welcher die steinfreie Altalluvialbildung auf dem aus dem Wasserspiegel hervortauchenden Festlande stattgehabt und gleichzeitig geschiebeführende Jungdiluvialbildung im zurücktretenden Meere sich fortgesetzt hätte. In Wirklichkeit stellt sich das Verhältniss vielmehr geradezu umgekehrt: während die durch Geschiebe charakterisirte Jungdiluvialbildung, der Geschiebesand, in gleicher Weise den Rücken der Hochfläche und sogar gerade auch die höchsten Erhebungen derselben, wie den Boden der meisten, namentlich aller höher gelegenen, wenn auch noch so tief in diese Hochfläche eingeschnittenen Thäler und Rinnen, mithin fast das ganze, seiner ausgesprochenen Thalbildungen halber nothwendig als solches angesprochene damalige Festland bedeckt, beschränken sich die seither als altalluvial bezeichneten Bildungen einerseits als Haidesand auf eine die Nordsee und Ostsee umrändernde Zone (Holland, Holstein, Ostpreussen), welche die Ausdehnung des gleichzeitig vorhandenen Meeres andeuten, andererseits auf die Sohle der in dieses Meer mündenden Hauptthäler (untere Elb-, bez. Berliner Haupt-Thal u. a.).

Vom Standpunkte der Drifttheorie dürfte ein solches Verhältniss unerklärbar bleiben. Denn betrachtet man das gesammte, vom Geschiebesande bedeckte Gebiet, mithin ganz Norddeutschland, zur Zeit dieser Geschiebesandbildung noch als Meeresboden, so bleibt die überall, namentlich östlich der Elbe, der Oder und der Weichsel bis nach Russland hinein so charakteristische und vielfach so scharfe, oft tief in unteres Diluvium einschneidende Thalbildung unerklärt und unvereinbar auch mit der freigebigsten Annahme von Meeresströmungen. Denkt man sich aber das genannte Gebiet als eben dem Meere entstiegenes, die letzte Geschiebesandbildung zeigendes Festland, bez. den Geschiebesand in den Thälern als eine zwar petrographisch gleiche, aber altalluviale Bildung, so fehlen in gleicher Weise die enormen Massen strömender Wasser, welche doch bei einer solchen Thalausfurchung und dichten Rinnenbildung unbedingt erforderlich sind.

Die allmählich mehr und mehr in ihre Rechte eintretende

Binnenlandeis-Theorie löst dagegen gewissermaassen leicht das Räthsel zum neuen Beweise ihrer Richtigkeit. Die bei dem schliesslichen Schmelzen einer vorhandenen mächtigen Eisdecke überall in grosser Menge sich ergebenden Wasser erklären sofort die Bildung des oberen Diluvial- oder Geschiebe-Sandes auf der ganzen Hochfläche und überall zwischen den nur als Gletscherbäche zu betrachtenden Rinnen. Der Geschiebesand erscheint immer deutlicher als der nothwendig sich bildende Rückstand einerseits des von den stürzenden und stark strömenden Schmelzwassern zerstörten, gewissermaassen ohne directe Umlagerung ausgeschlemmten oberen Diluvialmergels (der Grundmoräne des Eises), andererseits des in der mächtigen Eisdecke selbst enthaltenen Gesteinsmaterials und wurde in diesem doppelten Sinne bereits früher als Rückstands-, Rückzugs- oder Abschmelzungs-Moräne bezeichnet. Dieselben Schmelzwasser konnten, ja mussten aber auch die Bildung dieser parallelen, bez. dieser radialen (vielleicht ursprünglichen Spaltensystemen des Eises entsprechenden) [1]) Rinnen und der in denselben abgelagerten Geschiebesande und Grande bewirken. Je tiefer die Rinnen wurden, d. h. je grössere Massen oder je heftiger strömende Wasser sie führten, desto gröber wurde das auf ihrem Boden sich ansammelnde Material (siehe die oben erwähnten Grand- und Gerölldecken vieler derselben), während in dem breiten dahinfluthenden Strome, dem sie alle direct oder indirect zueilten, und schliesslich im Meere nur noch steinfreie Sande zum Absatze gelangten (Thalsand und Haidesand).

Nachdem der Vortragende noch die Uebereinstimmung dieser Auffassung mit der Unterscheidung der drei von Kunth bezw. Lossen aufgestellten Sandstufen des Berliner Thales erörtert hat, wendet sich derselbe zur Besprechung der bisher für die betreffenden Bildungen gebräuchlichen Namen.

Die Schwierigkeit entsprechender allgemein annehmbar erscheinender Namengebung löst sich hiernach in dem vorliegenden Falle zu allgemeiner Befriedigung. Der Name „Decksand“ tritt fortan in sein volles Recht als Sammelname für die petrographisch verschiedenen Bildungen dieser Abschmelzperiode.

Es folgt nun eine nähere Bezeichnung sämmtlicher von der Stufe des Decksandes fortan umfasster Gebilde.

Dass nun innerhalb dieser Abschmelzperiode, oder mit anderen Worten in der Stufe des Decksandes, abermals Altersverschiedenheiten der Sande local nachweisbar sein werden,

---

[1]) Man werfe nur einen Blick auf die vortrefflichen Abbildungen in Johnstrup, Meddelelser om Grönland I. 1878, namentlich pag. 56.

versteht sich eigentlich von selbst, wenn man bedenkt, dass eine so mächtige Eisdecke, wie man sie auch bei den bescheidensten Vorstellungen sich denken muss, nicht so plötzlich verschwinden konnte, vielmehr zunächst in ihrem südlichen Rande zurückweichen und demnächst sich in verschiedene Eisfelder auflösen musste. Es bedarf dies jedoch um deswillen schon hier der Erwähnung, weil bereits bei dem gegenwärtigen Stande der Specialaufnahmen und der Kenntniss vom Flachlande überhaupt solche Altersverschiedenheiten sich herausgestellt haben, ja zum Theil gerade bestimmend für die bisherige Unterscheidung eines Altalluviums gewesen sind, ohne dass es darum möglich wäre, dieselben in der Karte auf die Dauer näher zu unterscheiden, als es das verschiedene Höhenniveau, an welches sich die einen oder anderen binden, erkennen lässt.

Der Vortragende machte nun eine Reihe bisher beobachteter derartiger Altersverschiedenheiten namhaft und schloss dann wörtlich: „So ergiebt sich mir endlich bei Fortsetzung der Beobachtungen schon seit längerer Zeit ein immer klarer und klarer sich gestaltendes und hoffentlich bald kartographisch darstellbares Gesammtbild von Norddeutschland, nach welchem beispielsweise der mecklenburgisch - pommersch - preussische Höhenzug sich für den Schluss dieser Abschmelzungsperiode als ein besonderes Eisfeld ergiebt, das im Kleinen seine Gletscher und Gletscherbäche sowohl nach Norden zur Ostsee, als nach Süden zum grossen Thorn-Eberswalder Hauptthal herabsandte. Darauf führen in erster Reihe die zahlreichen Thäler der Nord- wie der Südabdachung, welche sich in ihren Anhängen zum grössten Theile auf ältere Rinnenbildung zurückführen, ja vielfach durch diese deutlich mit einander in Verbindung setzen lassen. Diese Thäler haben aber später offenbar erst durch Entwässerung so gut nach Norden wie nach Süden ihre jetzige Ausbildung erhalten und deuten nicht nur in ihrem plötzlichen Anfange, sondern auch in ihrer Breite und Regelmässigkeit auf Wassermassen hin, wie sie ohne Annahme von Eis nur durch Wolkenbrüche in jedem einzelnen Falle etwa denkbar wären; eine Erklärung, die sich aber eben durch die regelrechte Verbreitung der Erscheinung über den genannten ganzen Theil Norddeutschlands von selbst widerlegt.

Zur weiteren Stütze des letzterwähnten, in der Folge erst fester zu begründenden Gedankens, den ich nur angeregt haben wollte, sei es aber gestattet, noch auf eins hinzuweisen. In der Nähe der Schneegrenze genügen 100 m Höhendifferenz, um aus dem ewigen Eise auf grüne Matten hinabzusteigen. Ein ähnliches Bild bietet sich, wenn auch nicht alljährlich, so doch häufig in unserem doch noch nichts weniger als der Schneegrenze nahen Ostpreussen. Die einzige Bedingung ist,

dass nach regelrechtem Winter der Eintritt des Frühjahrs kein allzuplötzlicher sei, die Temperatur sich vielmehr einige Zeit auf wenig über Eispunkt hält.

Während dann die weiten Flächen Littauens, Nadrauens und Natangens bis hinein in's Bartener Land schon lange kein Eis und keinen Schnee mehr gesehen haben, leuchtet das kaum 100 m höher gelegene Masuren auf demselben preussischen Höhenzuge, von dem ich eben sprach, schon von ferne unter seiner dichten Schneedecke dem Reisenden entgegen. Der Schlitten ist hier dann noch immer das einzige brauchbare Gefährt des Landmannes wie des Städters, und mittelst desselben besteht in dem nicht mit Unrecht als die preussische Seeenplatte bezeichneten Lande noch der regelrechte Winterverkehr sonst nur auf meilenweiten Umwegen zu erreichender Nachbarn über die feste Eisdecke der Seeen hinweg. Wer derartige wochenlang anhaltende Unterschiede kennen gelernt hat und schliesslich noch in Betracht zieht, dass bei der zu Ende der Eiszeit offenbar niedrigeren Jahrestemperatur auch die solche Unterschiede zu dauernden machende ewige Schneegrenze auf der nördlichen Hemisphäre südlicher bezw. niedriger beginnen musste, der wird den oben ausgesprochenen Gedanken eine Zeitlang erhaltener Gletscher Norddeutschlands als Schluss der allgemeinen Eisbedeckung desselben weniger befremdlich, ja vielleicht ohne weiteres annehmbar finden.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

| v. | w. | o. |
|---|---|---|
| Beyrich. | Websky. | Arzruni. |

Druck von J. F. Starcke in Berlin.

# Zeitschrift

der

# Deutschen geologischen Gesellschaft.

2. Heft (April, Mai und Juni 1882).


## A. Aufsätze.

### 1. Die Stegocephalen aus dem Rothliegenden des Plauen'schen Grundes bei Dresden.


Von Herrn Hermann Credner in Leipzig.


#### Dritter Theil.

Hierzu Tafel XII und XIII.

Der erste und zweite Theil meiner Beschreibung der Stegocephalen aus dem Rothliegenden-Kalkstein von Niederhässlich waren der speciellen Schilderung zweier Branchiosauren, nämlich derjenigen des *Branchiosaurus gracilis* (diese Zeitschr. 1880. pag. 298—330, Taf. XV—XVIII.) und des *Branchiosaurus amblystomus* (ebend. pag. 574—603, Taf. XXII—XXIV.) gewidmet. Neben diesen salamanderähnlichen Amphibien mit ihren breiten, fast halbkreis- oder halbmondförmigen Schädeln und glatten Zähnen, jedoch an Häufigkeit weit hinter ihnen zurückstehend, kommen 10—20 cm lange, eidechsenähnliche Stegocephalen vor, welche sich auf den ersten Blick von den vorhergenannten durch ihren mehr zugespitzten, vorn abgerundet dreiseitigen Schädel, durch gefaltete Zähne und den Bau ihres Schultergürtels unterscheiden. Unter sich verglichen, weichen sie jedoch wiederum in mehrfacher Beziehung beträchtlich von einander ab. Die einen besitzen die langgestielten Thoracalplatten und die zarten Claviculae der Gattung *Melanerpeton* — die anderen die kräftigen Kehlplatten und ruderförmigen Schlüsselbeine des *Archegosaurus*, im Gegensatze zu

diesem aber Wirbel mit intravertebral erweiterter Chorda. Diese letztere Gruppe ist in unserer reichen Stegocephalen-Ausbeute durch etwa ein Dutzend theilweise in trefflicher Erhaltung überlieferte Exemplare vertreten und soll in Folgendem und zwar unter dem Gattungsnamen *Pelosaurus* geschildert und mit verwandten Formen verglichen werden.

## *II. Pelosaurus* Cred.

Allgemeine Körperform eidechsenählich; Kopf dreieckig, nach vorn abgerundet bis parabolisch; der Hirnschädel ragt etwas nach hinten hervor; zwischen ihm und den Supratemporalien befinden sich Ohrausschnitte von beträchtlicher Grösse. Die Oberseite der Schädelknochen mit radiär geordneten Grübchen und Rinnen, ihre Unterseite glatt. Die Augenhöhlen kurz oval, gross, mit Scleralring. Die Zähne spitz conisch, einfach radiär gefaltet. Die Wirbel mit intravertebral erweiterter Chorda, — Rippen kurz und fast gerade. Der Schultergürtel ausserordentlich kräftig: mittlere Kehlbrustplatte rhombisch; seitliche Kehlbrustplatten gestielt; Schlüsselbeine sehr lang, stark, löffelartig oder ruderförmig. Extremitäten kurz und stämmig. Bauchpanzer aus nach hinten divergirenden, schnurenähnlichen Reihen von schmalen Schuppen bestehend. Kiemenbögen wohl in der Jugend vorhanden.

*Pelosaurus* steht einerseits der Gattung *Melanerpeton*, andererseits der Gattung *Archegosaurus* nahe. Mit *Melanerpeton* A. Fritsch [1]) hat *Pelosaurus* gemeinsam: Die allgemeine Körper- und Schädelform, die intravertebrale Erweiterung der Chorda, die kurzen, geraden Rippen, vielleicht auch verstärkte Querfortsätze des Sacralwirbels; — weicht dahingegen von *Melanerpeton* ab durch den Besitz einer rhomischen mittleren Kehlbrustplatte mit centralem Ossificationspunkte (bei *Melanerpeton* langgestielt, fächerförmig), sowie breiterer seitlicher Kehlbrustplatten und ausserordentlich viel stärkerer, löffelförmiger Schlüsselbeine (bei *Melanerpeton* zart stabförmig), endlich eines kräftigen Schuppenpanzers (während bei *Melanerpeton* ein Bauchpanzer nicht beobachtet werden konnte).

Mit *Archegosaurus* Goldf. hat *Pelosaurus* gemeinsam die Körperform und im Allgemeinen die Gestalt und den Aufbau des Schädels, die gefalteten Zähne, die rhombische mittlere Kehlbrustplatte, die breiten seitlichen Kehlbrustplatten und die ruderförmigen Claviculae, — weicht dahingegen dadurch von ihm ab, dass die Wirbel eine intravertebral erwei-

[1]) Fauna der Gaskohle etc. pag. 95 ff.

terte Chorda umschliessen, während nach H. v. MEYER bei *Archegosaurus* die Chorda dorsalis ungegliedert, also ein einfacher Cylinder blieb, und nur die peripherischen Theile verknöcherten. Nach A. FRITSCH's neueren Untersuchungen [1]) soll die Wirbelsäule von *Archegosaurus Decheni* einen amphicoelen Bau besessen haben, die Chorda also intervertebral erweitert gewesen sein. Reste von *Pelosaurus*, an denen die Wirbelsäule nicht deutlich erhalten ist, könnte man fast für *Archegosaurus* halten, — solche hingegen, an denen der Brustgürtel und Bauchpanzer fehlen, als *Melanerpeton* ansehen. Die specielle Beschreibung der vorliegenden Exemplare von *Pelosaurus* wird Gelegenheit geben, auf den Vergleich mit den entsprechenden Skelettheilen der genannten beiden nächstverwandten Stegocephalen-Gattungen einzugehen.

## *Pelosaurus laticeps* CRED.

### Allgemeine Körperform.

Die allgemeine Körperform von *Pelosaurus laticeps* ist diejenige einer gegen 20 cm langen Eidechse mit breitem, zugespitztem Kopfe, dessen Länge fast die Hälfte des Rumpfes beträgt und mit sehr kräftigen, aber kurzen, also stämmigen Gliedmaassen. Die Unterseite des Rumpfes ist vorn mit 3 Kehlbrustplatten und hinter diesen mit nach hinten divergirenden Reihen von schmalen Schuppen bedeckt. Der Schwanz ist an keinem der vorliegenden Exemplare erhalten.

Hauptmaasse einiger Exemplare von *Pelosaurus laticeps*, in Millimetern.

| | Tafel XII. | | | |
|---|---|---|---|---|
| | Fig. 1. | Fig. 2. | Fig. 3. | Fig. 4. |
| Länge des Schädels | 28 | 34 | 32 | 27 |
| Breite des Schädels | 30 | 38 | 35 | 30 |
| Länge des Rumpfes | 55 | | | |
| Länge der Wirbel | 2,5 | 3 | 2,25 | |
| Breite der Wirbel | 3 | 5 | 3 | |
| Grösste Länge der Rippen | 5 | 5,5 | 5 | 6 |
| Durchmesser der mittl. Kehlbrustplatte | 9 | 8,50 | 8,50 | 8 |
| Länge der Clavicula | 16 | 17 | 16 | 16 |
| Länge des Humerus | 5 | 5,50 | 5 | 5,50 |
| Länge des Unterarmes | 4 | | | 4,50 |
| Länge des Femurs | 8 | | | |
| Länge des Unterschenkels | 5 | | | |

[1]) Fauna der Gaskohle etc. pag. 107.

## Allgemeine Schädelform.

Auch die Schädel von *Pelosaurus laticeps* sind ausnahmslos flachgedrückt, haben also ihre natürliche Wölbung verloren und dadurch augenscheinlich an ihrem ursprünglich am meisten gewölbten hinteren Theile an Breite gewonnen. Im vorliegenden Zustande ist die allgemeine Form des Schädels diejenige eines gleichseitigen Dreiecks, dessen Basis vom Hinterrande gebildet wird, während die Spitze durch eine parabolische Curve abgestumpft wird. Der Schädel von *Pelosaurus laticeps* ist also verhältnissmässig länger und schmäler als der fast halbkreisförmige Schädel von *Branchiosaurus* und breiter als der langgestreckte Schädel von *Archegosaurus Decheni*, welcher mehr als die doppelte Länge seiner grössten Breite erreicht.

Der Hinterrand des Schädels von *Pelosaurus laticeps* zeichnet sich dadurch aus, dass dessen mediale, von den Supraoccipitalien und Epioticis gebildete Partie ziemlich stark nach hinten zurückspringt, also bis hinter die Spitzen der Supratemporalia zurückreicht. Zwischen letzteren und dem Hirnschädel befindet sich ein tiefer, bogenförmiger Ohrausschnitt. Bei *Branchiosaurus* ist die Hervorragung des Hirnschädels eine viel geringere, — bei *Archegosaurus Decheni* findet gerade das Gegentheil statt, indem die Supratemporalia beträchtlich hinter die Epiotica zurückspringen, — nur bei *Melanerpeton pulcherrimum* A. Fr. aus dem Rothliegend-Kalke von Braunau hat der hintere Schädelrand eine ähnliche Contur wie bei *Pelosaurus laticeps*.

Die Orbita sind gross, kurzoval, convergiren nach vorn um ein Geringes, liegen ziemlich in der Mitte und umfassen einen Scleralring. Die Nasenlöcher, freilich fast nirgends deutlich erhalten, liegen in der Mitte zwischen Schnautzenspitze und dem vorderen Orbitalrande. Das Foramen parietale ist rund, — eine durch dasselbe gezogene Querlinie schneidet die Supratemporalia nahe ihrem vorderen Rande.

(Tabelle der Schädelmaasse siehe pag. 217.)

## Die Schädeldecke.

(Vergl. namentlich Taf. XII. Fig. 2, 3, 4, 5.)

Die Oberseite der Schädeldecke von *Pelosaurus laticeps* ist mit Grübchen bedeckt. Dieselben sind in der Mitte der einzelnen Knochenplatten rundlich, nach deren Rande länglich, also mehr rinnenförmig gestaltet und lassen dann eine Anordnung erkennen, welche den Ossificationsstrahlen des betreffenden Knochens entspricht. Die Unterseite der Schädeldecke

Schädelmaasse in Millimetern.

| | Fg. 3. Tf. XII. | | Fg. 4. Tf. XII. | |
|---|---|---|---|---|
| | lang | breit | lang | breit |
| Schädel | 32 | | 27 | |
| Parietalia | 8 | 5 | 6 | 3 |
| Frontalia | 10 | 3 | 8 | 2 |
| Nasalia | 8 | 5 | 7 | 5,25 |
| Supraoccipitalia | 4 | 5 | 3 | 3,5 |
| Squamosa | 5 | 4 | 5 | 5 |
| Supratemporalia | 6 | 11 | 5 | 9 |
| Orbita | 10 | 8 | 9 | 7 |
| Abstand der Orbita in der Mitte der Frontalia | 7 | | 5,5 | |
| Abstand vom Hinterrande der Supraoccipitalia | 11 | | 10 | |
| Abstand vom vorderen Rande der Intermaxillaria | 14 | | 12 | |
| Durchmesser des Foramen parietale | 1,25 | | 1 | |

ist bis auf die Nähte der einzelnen Knochen vollkommen glatt. Die letzteren besitzen eine ausgezeichnete Ossificationsstructur (Taf. XII. Fig. 2, 3, 4). Die vom Verknöcherungspunkte ausgehenden Stämme gaben sich nach Aussen zu in feinste Radiärzweige. Die Ränder, mit denen die einzelnen Knochen dicht an einander stossen, sind fein ausgezackt oder ausgebuchtet.

An der Zusammensetzung der Schädeldecke nehmen folgende Knochen Theil:

Die Parietalia (Taf. XII. Fig. 2, 3, 4), die beiden grössten und auffallendsten Knochen der hinteren Partie des Schädels, bilden zusammen ein Sechseck, dessen vordere Hälfte schmäler ist als die hintere, und dessen vordere Ränder (also diejenigen nach den Frontalien und Postfrontalien) flach concav ausgeschweift sind, während die hinteren (also diejenigen nach den Schläfenbeinen und Supraoccipitalien) einen geraden Verlauf besitzen. Die Mediannaht beider Platten ist ebenfalls ziemlich geradlinig oder nur schwach gekrümmt; so auffällig asymmetrische Windungen derselben wie bei *Branchiosaurus amblystomus* [1]) und bei *Archegosaurus Decheni* wurden in keinem Falle beobachtet. Der Verknöcherungspunkt der Parietalia liegt in deren Mitte. Das Foramen parietale gehört der vorderen Hälfte der Parietalnaht an, ist kreisrund und besitzt 1—1,50 mm Durchmesser.

[1]) Diese Zeitschr. 1881. pag. 578.

Nach vorn grenzen an die Parietalia die beiden Frontalia an. Es sind schmale, lange Knochenplatten, deren Länge fast das Vierfache der Breite beträgt und deren Hinterrand schwach bogig gegen die Parietalia vorzuspringen pflegt. Ihre gemeinschaftliche Sutur, also die Mediannaht macht gewöhnlich in der Mitte ihres Verlaufes eine bogenförmige Krümmung, wodurch eine oft recht auffällige Ungleichheit beider Stirnbeine erzeugt wird. Der Ossificationspunkt liegt in deren Mitte.

An die beiden vorderen, bogig ausgeschweiften Seitenränder der Parietalia, sowie an die hintere Hälfte der Aussenränder der Frontalia legen sich die Postfrontalia an. Dieselben bestehen wie bei *Branchiosaurus* und *Archegosaurus* aus einem hinteren breiten, sich nach vorn zuspitzenden und gleichzeitig sichelförmig biegenden Knochen, dessen innerer flachbogig ausgeschweifter Rand die Augenhöhle nach hinten und innen begrenzt. Der Ossificationspunkt liegt an der Stelle, wo die Verjüngung des Knochens beginnt. Gerade die umgekehrte Stellung nehmen die Praefrontalia ein, indem ihr breiter querabgestumpfter Haupttheil nach vorn, ihr spitz zulaufendes Ende nach hinten gerichtet ist und hier mit dem Vorderende des Postfrontale in Berührung kommt, so dass sie die Hauptstirnbeine ganz von den Augenhöhlen abschliessen.

Die Nasalia (Taf. XII. Fig. 1, 2, 3, 4, 8) besitzen eine bedeutende Grösse, indem sie die Parietalia an Länge und Breite erreichen, oder etwas übertreffen. Ihre Gestalt ist unregelmässig vierseitig, schwankt aber einigermaassen bei den einzelnen Exemplaren. Nach hinten und aussen grenzen sie an die Frontalia, Praefrontalia und Lacrymalia, nach vorn an die Zwischenkiefer, mit denen zugleich sie den inneren Rand der somit stark seitlich gelegenen Nasenlöcher gebildet zu haben scheinen. Der Verknöcherungspunkt der Nasalia liegt in ihrer Mitte.

Die Zwischenkiefer sind breiter als lang und nach der Medianebene zu stärker als nach beiden Seiten. Jede Hälfte trägt wenigstens 6 Zähne.

An den hinteren geradlinigen Rand der Parietalia stossen die 4- oder 5seitigen Supraoccipitalia (Taf. XII. Fig. 2, 3, 4). Ihre Länge ist im Vergleich mit *Branchiosaurus* sehr beträchtlich, indem sie der Breite gleichkommt. Ihr Ossificationspunkt liegt in ihrer Mitte. An ihre beiden Seiten schliessen sich die nach hinten in eine etwas gekrümmte Spitze auslaufende Epiotica an. Ihre Aussenseite bildet einen Theil der Begrenzung der Ohröffnung.

Die hinteren Ränder der Supraoccipitalia und Epiotica sind frei, sie bilden zugleich den Hinterrand der Schädelkapsel.

Diejenigen Theile der letzteren, durch welche die Verbindung mit der Wirbelsäule hergestellt wurde, sind nirgends zu beobachten, waren deshalb nicht verknöchert, sondern sind knorpelig geblieben. Auch „Pseudocondyli“, wie A. FRITSCH[1]) condylenähnliche, rauhe Vorsprünge der Supraoccipitalia von *Melanerpeton pulcherrimum* nennt, welche als Ansatzpunkte der Sehnen gedient haben, fehlen bei *Pelosaurus laticeps.*

An die geradlinigen Seitenränder der Parietalia grenzt jederseits das Squamosum von abgerundet vierseitiger oder polygonaler Gestalt mit centralem Ossificationspunkte und an dessen äusseren Seitenrand das Supratemporale. Letzteres erreicht viel beträchtlichere Länge als bei *Branchiosaurus*, ist schräg nach hinten gerichtet; sein bogig ausgeschweifter hinterer Rand bildet die äussere und vordere Begrenzung der Ohröffnung. Die sich fächerförmig ausbreitenden Ossificationsstrahlen laufen von der hinteren inneren Ecke aus. Von dem seitlich angrenzenden Quadratojugale sind nur undeutliche Reste erhalten.

Zwischen das Squamosum und Supratemporale schiebt sich von vorn keilförmig das dreiseitige Postorbitale, dessen concave Basis den hinteren Rand der Augenhöhlen bildet. Sehr kräftig und breit ist das Jugale, welches sich nach vorn an das Supratemporale anschliessend, die äussere Begrenzung der Orbita herstellt. In der Mitte sich wölbend und verengend breitet es sich nach vorn schwach, nach hinten beträchtlich aus, indem es sich gleichzeitig verflacht. Sein Ossificationspunkt liegt in der hinteren Hälfte. Nach vorn zu erreicht es die Intermaxillaria, Nasalia und Praefrontalia nicht, vielmehr schaltet sich zwischen diese 4 Knochen und den Oberkiefer eine unregelmässig vierseitig oder undeutlich begrenzte Knochenplatte ein, welche ihren eigenen centralen Ossificationspunkt besitzt und dem Lacrymale anderer Stegocephalen entspricht. An fast allen vorliegenden Exemplaren pflegt dasselbe mit seiner hinteren inneren Ecke den Orbitalrand zu erreichen, doch dürfte dies nach Fig. 5. Taf. XII. wohl nur eine Folge der Verschiebung der Schädeltheile durch die stattgehabte Zusammenpressung sein.

Dem Gesagten zu Folge wird die Umrandung der Augenhöhlen gebildet (vergl. namentlich Fig. 5. Taf. XII.):

innen: vorn vom Praefrontale, — hinten vom Postfrontale;
vorn: innen vom Praefrontale, — aussen vom Jugale;
aussen: vom Jugale;
hinten: aussen vom Jugale, — in der Mitte vom Postorbitale, — innen vom Postfrontale.

---

[1]) Fauna der Gaskohle etc. pag. 102.

Die **Orbita** sind kurzoval, indem sich ihre Länge zur Breite wie 5 : 4 verhält. Ihre grossen Axen convergiren schwach nach vorn, — ihre Mittelpunkte liegen fast genau in der Mitte der Schädellänge.

Der **Scleralring** (Taf. XII. Fig. 2, 3, 4) besteht aus sehr zarten, 1 mm breiten und bis 2 mm hohen, glatten Knochenblättchen, deren Zahl sich auf gegen 30 belaufen zu haben scheint. Ihre Höhe war eine so beträchtliche, dass sie einen verhältnissmässig nur kleinen Kreis in ihrer Mitte offen liessen.

Nach einem der besterhaltenen Schädel zu schliessen, dürften die **Nasenlöcher** vorn von dem Intermaxillare, innen von dem Nasale, hinten vom Lacrymale, aussen vom Oberkiefer umrandet werden. Ueber ihre Grösse und Form liess sich Bestimmteres nicht beobachten, weil gerade in der Nasalregion starke Verschiebungen der Knochen stattgefunden haben.

Die schmalen, leistenförmigen **Oberkiefer** schliessen sich an die hinteren Enden der Zwischenkiefer, dann aussen an das Lacrymale und Jugale an, und spitzen sich nach hinten ganz allmählich aus. Jeder derselben trägt mindestens 25 Zähne.

## Die Schädelbasis.

Von den Knochen, welche die Schädelbasis von *Pelosaurus laticeps* gebildet haben, sind nur Theile des Parasphenoids und der beiden Flügelbeine überliefert.

Das **Parasphenoid** (Taf. XIII. Fig. 4 u. 5) besteht aus einem hinteren fächerförmigen oder rundlichen Schilde, welches nach vorn zu in einen langen, schmalen Stiel ausläuft, der sich mit seinem vorderen Ende an den Vomer angelegt haben wird. Jedoch ist an den beiden, den betreffenden Knochen aufweisenden Exemplaren nur die hintere Stielhälfte erhalten. Es lässt sich jedoch nicht verkennen, dass nach vorn zu eine allmähliche Verschmälerung des stielförmigen Fortsatzes stattfindet. Derselbe scheint von sehr feinen Längsstreifen besetzt zu sein, welche sich beim Eintritte in den Schild fächerförmig ausbreiteten. Die hinteren Randpartieen des letzteren müssen sehr zart und knorpelig gewesen sein, da sie nirgends erhalten sind, so dass ihre Grenzen mit dem Gesteine verfliessen.

Die **Pterygoidea** (Taf. XIII. Fig. 4 u. 5) bestehen aus einem dreiseitigen, an der Basis ausgeschweiften Knochen, der nach vorn in einen langen, bogigen Arm ausläuft. Durch die Ausrandung seiner Basis entstehen gleichfalls zwei Fortsätze, von denen sich der vordere median an das Blatt des Parasphenoides anlegt, während der andere nach der hinteren

Schädelecke gerichtet ist, also wohl mit dem Quadratum in Verbindung trat. Der Ossificationspunkt liegt in der Mitte der Vereinigungsstelle der 3 Arme.

Die grösstentheils von dem Parasphenoid und den Flügelbeinen umrahmten, grossen Gaumenhöhlen sind oval gestaltet und besitzen mindestens den doppelten Durchmesser der Orbita, wie man an Fig. 4. Taf. XIII. erkennt, wo der theilweise Abdruck einer Augenhöhle inmitten der Gaumenhöhle erhalten ist. Die Umrandung der letzteren wird wie folgt hergestellt: der in der Medianebene des Schädels gelegene Stiel des Parasphenoides trennt die beiden Gaumenhöhlen von einander. An sein sich ausbreitendes Blatt grenzt jederseits ein Flügelbein mit seinem medialen Arme an, der mit fast halbkreisförmiger Ausschweifung in den vorderen Arm übergeht. Letzterer bildet die äussere Umgrenzung der Gaumenhöhle, verjüngt sich nach vorn und legt sich wohl hier an den Oberkiefer an.

Die Unterkiefer (Taf. XII. Fig. 2, 3 u. 4 und Taf. XIII. Fig. 4), welche gewöhnlich zu Seiten des Schädels mit nach Innen gerichteten Zähnen liegen, sind schwach gekrümmt, vorn schmal und nehmen nach hinten allmählich an Höhe zu. Die nach der Analogie mit anderen Stegocephalen hügelige Erhebung des Kronfortsatzes ist ebenso wenig wie das Articulare deutlich erhalten. Das Angulare nimmt den Winkel ein, den der untere Kieferrand bildet und erstreckt sich von hier als Basis des Zahnbeines nach vorn. Seine Ossificationsstrahlen sind ausserordentlich deutlich ausgeprägt und entspringen in dem genannten Winkel, von dem sie sich radiär ausbreiten. Es wird von dem leistenförmigen Dentale überragt, dessen Ossificationsstrahlen der Naht beider und somit zugleich dem Oberrande des Unterkiefers parallel laufen, welcher eine Reihe ursprünglich dicht neben einander stehender Zähne trägt.

Die Zähne von *Pelosaurus laticeps* (Taf. XII. Fig. 2, 3, 4, 7) sind schlanke Kegel von rundem Querschnitte, deren Höhe bis 2 mm und deren Basis-Durchmesser fast 1 mm erreicht. Die Zahnsubstanz bildet nur einen dünnen Kegelmantel, welcher demnach eine grosse Pulpa umschliesst, ist jedoch gewöhnlich ausgelaugt, so dass nur ihr Steinkern und ihr äusserer Abdruck zurückgeblieben ist. Hier zeigt sich jedoch auf das Unzweideutigste, dass die untere Hälfte des Hohlkegels mit nach innen vorspringenden Falten versehen war, welchen auf der Aussenseite des Zahnes Furchen entsprechen, während die obere Hälfte desselben glatt blieb. Diese Radiärfalten reichten jedoch weder so tief nach Innen, noch standen sie so eng wie bei *Archegosaurus*.

An mehreren Exemplaren ist nicht die Seitenfläche einer

der Kiefer, sondern dessen oberer resp. unterer schmaler, zahntragender Rand dem Beobachter zugewendet. Die Zähne selbst sind in diesem Falle nicht erhalten, dahingegen erblickt man (Taf. XII. Fig. 1, 4, 6) eine dichtstehende Reihe flacher, warzenförmiger Erhöhungen von grobmaschiger Knochensubstanz, welche durch seichte Vertiefungen von einander getrennt werden und auf welchen die Zähne mit ihren durch die Radiarfalten gestützten und gekräftigten Sockeln aufgesessen haben.

Reste von Kiemenbogen, wie wir sie von *Branchiosaurus gracilis* beschrieben und abgebildet haben [1]) sind an den vorliegenden Schädeln von *Pelosaurus laticeps* nicht erhalten. Nur an einem einzigen Exemplare von geringeren Dimensionen, also augenscheinlich von jugendlicherem Alter, wurden an der Stelle, wo Reste der Kiemenbogen überhaupt erwartet werden können, Hartgebilde angetroffen (Taf. XIII. Fig. 5 br.). welche vielleicht den Kiemenbogen-Zähnchen von *Branchiosaurus*, *Melanerpeton*, *Archegosaurus* etc. entsprechen mögen. Dieselben liegen zwischen dem vom Pterygoid gebildeten Theile des hinteren Schädelrandes und der seitlichen Kehlbrustplatte, und bestehen aus sehr kleinen, ovalen Kalkblättchen, welche eine ursprünglich reihen- oder kettenförmige Anordnung nicht verkennen lassen. Da bei keinem der grösseren Individuen ähnliche, auf Kiemenbögen zurückführbare Gebilde auftreten, so dürfte deren Vorhandensein bei einem kleinen Exemplare darauf hindeuten, dass der Besitz von Kiemen, wie z. B. auch bei *Archegosaurus* auf den Jugendzustand beschränkt war, dass somit der reife *Pelosaurus* eine Metamorphose durchlaufen hat. Bei der Beschreibung von *Branchiosaurus amblystomus* ist gleichfalls darauf hingewiesen worden, dass der mit Kiemenbogen und Ruderschwanz versehene kleine *Branchiosaurus gracilis* vielleicht die Larve des erstgenannten grösseren, ihm sonst ähnlichen Stegocephalen repräsentire.

## Die Wirbelsäule.

(Vergl. Taf. XII. Fig. 1, 2, 3, 4)

Die Wirbel von *Pelosaurus laticeps* bestehen ähnlich wie bei *Branchiosaurus* [1]) aus einer verhältnissmässig dünnen Knochenhülse mit intravertebral erweiterter Chorda. Dornfortsätze konnten nicht beobachtet werden. In ihrem jetzigen Erhaltungszustande sind die Wirbelkörper von oben nach unten flach zusammengedrückt und etwas länger als breit. Im horizontalen Längsbruche erscheint der früher von der Chorda eingenommene Raum in Gestalt einer an beiden Enden offenen

---

[1]) Diese Zeitschr. 1881. pag. 317 u. 590.

Ellipse. Aus der Mitte des Wirbelkörpers entspringen die Querfortsätze. Dieselben haben augenscheinlich aus Knorpel bestanden, welcher von einer knöchernen Hülse umgeben war, bis auf die lateralen, sich erweiternden Enden, welche die Rippen trugen. Dieser Knorpel ist ebenso wie die Chorda nach dem Tode des Thieres verwest und z. Th. von Kalkmasse ersetzt worden. Der Bau der Wirbelsäule von *Pelosaurus* ist somit ganz der gleiche wie bei *Branchiosaurus* und *Melanerpeton*, — ein ganz anderer hingegen als bei *Archegosaurus Decheni*, der nach H. v. MEYER eine embryonale Wirbelsäule, nach A. FRITSCH amphicoele Wirbel besitzt (siehe weiter hinten). Die Länge der *Pelosaurus*-Wirbel beträgt 2 bis 2,25 mm, ihre Breite mit Einschluss der Querfortsätze bis etwa 3 mm. Die Wirbelbreite verhält sich zur Thoraxlänge wie etwa 1 zu 18, — die Wirbelsäule ist mit anderen Worten sehr schlank. Die Anzahl der praesacralen Wirbel lässt sich mit vollständiger Sicherheit nicht abzählen, dürfte jedoch etwa 20 betragen haben. Der Schwanz ist an keinem der vorliegenden Exemplare erhalten.

Zur Stütze des Beckengürtels dient bei *Pelosaurus laticeps* ein Sacralwirbel (vs Fig. 1. Taf. XII.). Derselbe kennzeichnet sich an dem hier abgebildeten Exemplare durch die stärkere Entwickelung der Querfortsätze, welche wenigstens die doppelte Länge der Processus transversi an den praesacralen Wirbeln besessen zu haben scheinen und sich nach ihren lateralen Enden schwach ausbreiteten. Die Breite der nierenförmigen Expansionen des Sacralwirbels von *Melanerpeton* [1]) erreichen diese Fortsätze nicht, sondern besitzen viel schlankere Gestalt.

## Die Rippen.

(Vergl. Taf. XII. Fig. 1, 2, 3, 4 und Taf. XIII. Fig. 1, 5, 14 b.)

Die Rumpfrippen von *Pelosaurus laticeps* sind kurze, kräftige Röhrenknochen, welche sich nach beiden Enden und zwar vorzüglich nach dem vertebralen beträchtlich verbreitern, sind also in der Mitte ziemlich stark eingeschnürt. Ihre Länge beläuft sich auf 5 bis 6 mm, ihre grösste Breite auf etwa 2,50 mm. Sind auch nur an der vorderen Hälfte der Wirbelsäule Rippen erhalten, so weisen doch die breiten Querfortsätze an allen praesacralen Wirbeln darauf hin, dass letztere sämmtlich Rippen getragen haben.

---

[1]) A. FRITSCH, Fauna der Gaskohle etc. pag. 103. t. XV. f. 3.

## Der Schultergürtel.

(Vergl. Taf. XII. Fig. 1, 2, 3, 4 und Taf. XIII. Fig. 1—5.)

*Pelosaurus* zeichnet sich durch den ausserordentlich kräftigen Bau seines Schultergürtels aus. Alle Theile desselben, soweit sie überhaupt verknöchert waren, liegen deshalb in bestem Erhaltungszustande vor.

*Pelosaurus* besass drei Kehlbrustplatten. Die mittlere Thoracalplatte hat abgerundet rhombische Gestalt mit schwach ausgeschweiften Seitenrändern und zwar hat (namentlich nach Fig. 2. Taf. XII. und Fig. 2 u. 4. Taf. XIII. zu schliessen) ihre kürzere Diagonale in der Medianebene des Thieres, die Platte also quer auf der Brustfläche gelegen. Ihre Breite beträgt 8—9 mm, ihre Länge etwas weniger. Ihre nach unten gewendete Aussenfläche erhält in der Mitte durch quer verlaufende abwechselnde Wülste und längliche Vertiefungen eine quer gerunzelte, ihre hintere Hälfte eine radial gefurchte Sculptur (siehe Fig. 2 u. 4. Taf. XIII.). Innen- und Aussenfläche der mittleren Thoracalplatte werden von je einer sehr zarten Knochenlamelle gebildet. Zwischen beiden verläuft vom Mittelpunkte der Platte aus ein Radiärsystem von derben Ossificationsstrahlen, welche sich nach der Peripherie zu drei- oder viermal in zartere Aeste gabeln (Taf. XIII. Fig. 3). Dadurch erhält die mittlere Thoracalplatte eine viel beträchtlichere Dicke als z. B. bei *Branchiosaurus*.

Die seitlichen Kehlbrustplatten legen sich beiderseits an die untere, also Aussenfläche der mittleren Kehlbrustplatte auf, ohne jedoch, wie scheint, deren Mitte zu erreichen, sich also in der Medianebene zu berühren (Taf. XIII. Fig. 5). Sie bestehen aus einem sich nach letzterer fächerförmig ausbreitenden, also spitzdreiseitigen Knochenplatte, welche sich nach hinten (ursprünglich also nach oben) verjüngt und stielartig ausläuft. Dieser stielförmige Fortsatz besitzt etwa die Hälfte der Länge des Blattes und reicht in der jetzigen Lage der Kehlbrustplatten weit hinter die mittlere Thoracalplatte zurück. Bei Lebzeiten des Thieres nach dem Schultergelenke gerichtet, bildet er mit dem Blatte einen stumpfen Winkel, wie man am deutlichsten dort erkennt, wo in Folge einer Verschiebung der Querbruch einer solchen seitlichen Thoracalplatte vorliegt (siehe Fig. 2. Taf. XII. und Fig. 1 u. 4 Taf. XIII.). Die Ossificationsstrahlen der letzteren laufen fächerförmig von dem Fortsatze aus nach dem medialen Rande.

Die Claviculae repräsentiren im Gegensatze zu *Melanerpeton* und *Branchiosaurus*, wo sie von einem zarten Knochenstäbchen gebildet werden, durch ihre Grösse einen der augenfälligsten Theile des Schultergürtels von *Pelosaurus laticeps*.

Sie bestehen aus je einem 15—17 mm langen, schmalen Knochen, der sich nach vorn langsam verdünnt und endlich in eine nadelartige Spitze ausläuft, während er sich nach hinten, meist ganz unvermittelt, ruderförmig ausbreitet. Dieses verbreiterte Ende ist in der Weise flach vertieft, dass es etwa die Form einer ganz flachen Muschel erhält, deren einer Rand sich lippenförmig verdickt, während der andere sehr zart ist. Die Ossificationsstrahlen laufen von dem erwähnten lippenförmigen Wulste aus.

Im Gegensatze zu dem Erhaltungszustande der Claviculae ist derjenige der Scapulae ein sehr ungünstiger. Sie stellen sich als ziemlich kräftige, an ihrem derzeitigen hinteren Rande schwach concav ausgeschweifte Knochenplatten dar, deren übrige Conturen nirgends genügend scharf begrenzt sind. Sie pflegen neben den löffelförmig erweiterten Enden der Claviculae zu liegen.

## Der Beckengürtel.

Zur Zeit liegen nur von einem einzigen Individuum des *Pelosaurus laticeps* (Taf. XII. Fig. 1) Reste des Beckengürtels vor. Danach besteht letzterer aus dem Sacralwirbel, den beiden Ilien und den Ischien.

Vom Sacralwirbel ist bereits pag. 223 gezeigt worden, dass derselbe verlängerte und sich verbreiternde Querfortsätze besitzt, wie solches ja auch bei *Proteus* und *Amphiuma* der Fall ist. Sie scheinen ohne Vermittelung einer Sacralrippe die directen Stützen der Ilia gewesen zu sein. Aehnliche Verhältnisse herrschen bei *Melanerpeton*, wo die Ilien von nierenförmigen Expansionen des Sacralwirbels getragen werden. [1]) Bei *Branchiosaurus gracilis* und *amblystomus* hingegen wird die Verbindung zwischen Sacralwirbel und Ilien durch besonders kräftige Sacralrippen hergestellt. [2]) Aehnliches gilt von *Archegosaurus Decheni* (s. ebendort).

Die Ilia von *Pelosaurus laticeps* sind im Vergleiche mit denen sämmtlicher obengenannter Stegocephalen ausserordentlich kurz und kräftig. Es sind verhältnissmässig dickwandige Röhrenknochen von 6 mm Länge, welche in der Mitte stark eingeschnürt und nach beiden Enden zu so beträchtlich erweitert sind, dass hier in ihrem jetzigen Erhaltungszustande ihre Breite der Länge fast gleich kommt.

Als Ischia (oder Ischio pubica) [3]) sind nach der Analogie mit den besser erhaltenen Becken der von uns be-

---

[1]) A. Fritsch, Fauna der Gaskohle etc. pag. 103.
[2]) Diese Zeitschr. 1881. pag. 593—595.
[3]) Ebendas. pag. 593.



schriebenen Branchiosauren die beiden zarten Knochenlamellen zu deuten, welche bei dem in Fig. 1. Taf. XII. abgebildeten Exemplare getrennt durch die Wirbelsäule direct vor den Ilien liegen.

## Die Extremitäten.

Die Gliedmaassen von *Pelosaurus laticeps* sind im Vergleiche mit denen von *Branchiosaurus* sehr kurz und kräftig, also viel stämmiger gebaut.

Sämmtliche Knochen der Extremitäten waren Röhrenknochen, welche an beiden Enden erweitert und in der Mitte eingeschnürt sind (vergl. Fig. 1. Taf. XII. u. Fig. 1. Taf. XIII.). An dieser Stelle erreicht die knöcherne Hülse zugleich ihre grösste Dicke, welche überall weit beträchtlicher ist, als bei den zarten Röhrenknochen von *Branchiosaurus*. Wie bei letzterem waren die Epiphysen knorpelig, somit nicht erhaltungsfähig; sämmtliche Röhrenknochen der Extremitäten sind deshalb beiderseits offen.

Der Humerus ist auffällig kurz und dick, indem er nur eine Länge von 5 — 5,50 mm erreicht. In der Mitte, also in der Gegend des geringsten Durchmessers, besitzt die Knochenhülse eine Stärke von fast einem Millimeter.

Radius und Ulna sind verhältnissmässig schwach und bis 4,50 mm lang. Der Carpus war nicht verknöchert. Auch die Metacarpalia und Phalangen sind ziemlich schlank, sanduhrähnlich gestaltet, jedenfalls nicht so kurz und dick wie bei *Melanerpeton*. Die Endphalangen sind spitzconisch zugeschärft. An beiden Exemplaren, welche Vorderextremitäten aufweisen, sind nur Reste von 4 Fingern erhalten. Davon besteht der dritte mit Einschluss des Mittelhandknochens aus 4, die beiden nach innen liegenden Finger aus je 3 Gliedern.

Der Femur des auf Taf. XII. Fig. 1 abgebildeten Individuums besitzt 8 mm Länge und an den Enden etwa 5 mm Dicke, ist also im Verhältniss beträchtlich länger als der Humerus des nämlichen Exemplares, welcher nur 5 mm lang ist. Aehnliches, nur nicht in so auffallendem Maasse, wurde bereits an *Branchiosaurus gracilis* und *amblystomus* constatirt. Auch die Unterschenkelknochen sind länger und kräftiger als diejenigen des Unterarmes. Vom Fusse liegen z. Z. keine Reste vor.

## Der Bauchpanzer.

(Vergl. Taf. XII. Fig. 1 und Taf. XIII. Fig. 1.)

Das Schuppenkleid von *Pelosaurus laticeps* ist auf dessen Bauchseite und zwar auf die Fläche zwischen der Thoracal-

platte und die Nähe der Hinterextremitäten beschränkt. Auf die Unterseite der Gliedmaassen und des Schwanzes dürfte es nach den vorliegenden Exemplaren zu schliessen, sich nicht erstreckt haben. Dieser Bauchpanzer besteht aus bis 1,5 mm langen, aber sehr schmalen Schuppen, welche mindestens die 4fache Länge ihrer Höhe haben. Sie sind dachziegelähnlich in nach hinten divergirenden Reihen angeordnet, welche kaum mehr als 0,25 mm Höhe besitzen. Innerhalb dieser letzteren nimmt die Stärke der Schuppen nach beiden Seiten, im Allgemeinen aber auch nach hinten allmählich ab, so dass schon hieraus die weitere Fortsetzung des Schuppenpanzers auf die Unterseite der Extremitäten und des Schwanzes sehr unwahrscheinlich wird. In der Medianlinie greifen die Schuppenreihen beider Seiten alternirend ineinander.

Die Schuppen von *Pelosaurus* unterscheiden sich von den querovalen kurzen Schuppen des *Branchiosaurus amblystomus* auf den ersten Blick durch ihre schlanke, sehr schmale Gestalt und ihr Beschränktsein auf die Bauchfläche, während sich das Schuppenkleid von *Branchiosaurus* bis auf die Unterseite der Extremitäten und des Schwanzes erstreckt. An *Melanerpeton* ist ein Bauchpanzer nicht beobachtet worden. Derjenige von *Archegosaurus* besteht aus Schnüren von langen, schmalen Stacheln, die sich theilweise überdecken.

## Vergleich von *Pelosaurus laticeps* mit anderen permischen Stegocephalen.

Bei einer derartigen Vergleichung kommen nur wenige andere Genera in Betracht, weil die übrigen z. Th. nur so fragmentär überliefert sind, dass man von ihnen die zum Vergleiche wichtigsten Theile noch gar nicht kennt, während andere, besser überlieferte und untersuchte Geschlechter durch auffallende Verschiedenartigkeiten in ihrer äusseren Erscheinungsweise oder in ihrem Skelete, ihrer Bezahnung und Beschuppung bereits von vornherein jede nähere Beziehung zu *Pelosaurus* ausschliessen. Dahingegen dürfte es von Interesse sein, die Stellung dieses letzteren zu den ihm in manchen Richtungen ähnlichen, z. Th. mit ihm vergesellschafteten, z. Th. in anderen gleichalterigen Schichten vorkommenden Gattungen *Branchiosaurus*, *Melanerpeton* und *Archegosaurus* zu präcisiren.

***Branchiosaurus (amblystomus)*** unterscheidet sich von *Pelosaurus* wie folgt (vergleiche hierzu diese Zeitschrift 1881. Taf XXII — XXIV.): Der Schädel ist breiter, kürzer und vorn stumpfer abgerundet, — der hintere Rand der Hirnkapsel springt nicht oder kaum hinter die Supratemporalia

zurück, — die Orbita sind grösser und kreisrund, — ein Scleralpflaster ist vorhanden, — die Supraoccipitalia sind viel schmäler, — die Epiotica kürzer, — die Supratemporalia weniger ausgeschweift und nicht so stark flügelartig nach hinten verlängert, — das Jugale reicht nicht so weit nach vorn, — ein Lacrymale ist nicht vorhanden, — in Folge der grösseren Kürze und Breite des Schädels sind alle Schädelknochen weniger schlank als bei *Pelosaurus*, — ihre Oberfläche ist mit kleinen, flachen isolirten Grübchen versehen, während sie bei *Pelosaurus* ein radiäres Bildwerk von Grübchen und Rinnen trägt, — die Zähne sind glatt, ohne Radiärfalten. Die Wirbelsäule ist bei *Branchiosaurus* ebenso gebaut wie bei *Pelosaurus*, auch die Rippen sind bei beiden kurz und ähnlich gestaltet. Dagegen ist bei *Branchiosaurus* nur e i n e und zwar zarte, vorn zerschlitzte Thoracalplatte vorhanden, — die Schlüsselbeine sind dünne Stäbchen. Die Ilia werden von kräftigen Sacralrippen getragen, — die Extremitäten sind schlank, — die Arm- und Schenkelknochen zart. Der Bauchpanzer besteht aus Reihen von querovalen Schuppen, welche nicht nur die Bauchfläche, sondern auch die Unterseite der Extremitäten und des Schwanzes bedecken.

Mit dem Schädel von *Melanerpeton* A. Fritsch [1]) aus dem Permkalke von Ruppersdorf in Böhmen können kaum exacte Vergleiche angestellt werden, da einerseits *Melanerpeton pusillum* A. Fr. keine reife Form, sondern einen Jugendzustand (wie Fritsch vermuthet, vielleicht von *Melanerpeton pulcherrimum)* repräsentirt, — andererseits der Schädel des einzigen Exemplars von *Melanerpeton pulcherrimum* nur theilweise erhalten ist, so dass sich seine Form nicht genau feststellen lässt. Jedenfalls aber hat *Pelosaurus* mit den genannten beiden böhmischen *Melanerpeton*-Arten das gemein, dass ihre Schädel eine schmälere, zugespitztere Form besitzen als bei *Branchiosaurus;* —.dass die Supraoccipitalia und die epiotischen Hörner nach hinten weiter vorspringen als die Spitzen der Supratemporalia, — dass letztere durch einen tiefen Ohrausschnitt stark bogenförmig ausgeschweift sind, — und dass endlich die Orbita ähnliche Form und die gleiche Lage besitzen. Auch konnte A. Fritsch bei wenigstens einigen Zähnen von *Melanerpeton pulcherrimum* wahrnehmen, dass sie an der Basis gefaltet sind (l. c. pag. 95 u. 101).

Auf Grund einer a u s s c h l i e s s l i c h e n Vergleichung der S c h ä d e l liesse sich demnach vielleicht der sächsische *Pelosaurus* dem Geschlechte *Melanerpeton* zutheilen, namentlich da

---

[1]) Fauna der Gaskohle etc. pag. 96—102. t. XIII — XVI.

auch die Wirbel beider in gleicher Weise intravertebrale Erweiterungen der Chorda dorsalis besitzen.[1]) Dem steht jedoch die grösstmögliche Verschiedenheit im Bau des Schultergürtels entgegen. So sind bei *Melanerpeton* alle drei Thoracalplatten lang gestielt. Namentlich ist dies bei der mittleren Thoracalplatte der Fall, deren verhältnissmässig kleine vordere schildförmige Erweiterung nach hinten zu in einen langen, starken Stiel ausläuft, welcher mehr als die doppelte Länge des Blattes besitzt. Gleiches gilt von den Stielen der seitlichen Kehlbrustplatten. Die Clavicula bildet ein zartes Knochenstäbchen im Gegensatze zu den auffällig grossen löffelförmigen Schlüsselbeinen des *Pelosaurus*. Endlich soll bei *Melanerpeton* der Bauchpanzer gefehlt haben, oder nur sehr schwach gewesen sein, — jedenfalls ist er nicht bekannt.

Der Vergleichung von *Pelosaurus* mit den lebacher Archegosauren ist Folgendes voraus zu schicken: H. v. Meyer glaubte constatirt zu haben, dass *Archegosaurus* eine embryonale Wirbelsäule besessen habe, d. h. dass dieselbe aus einer ungegliederten, cylindrischen Chorda dorsalis bestanden habe, auf welcher nur eine Verknöcherung der peripherischen Theile, nicht aber der Wirbelkörper stattgefunden habe. Demgegenüber kündigt A. Fritsch l. c. pag. 107 an, es sei ihm gelungen, festzustellen, dass der Bau der *Archegosaurus*-Wirbel ein amphicoeler sei, dass also die Chorda in der Mitte jedes Wirbels verengt resp. intervertebral erweitert sei.

Wie dem auch sei, in beiden Fällen ist der Bau der Wirbelsäule von *Pelosaurus* und *Archegosaurus Decheni* ein so durchaus verschiedener, dass die betreffenden sächsischen Stegocephalen trotz mancher Aehnlichkeiten im Schädel und Brustgürtel mit *Archegosaurus Decheni* doch nicht diesem Geschlechte zugerechnet werden dürfen.

Nun gründen sich aber die Untersuchungen über die Wirbelsäule von *Archegosaurus* ausschliesslich auf *Archegosaurus Decheni;* von der zweiten von H. v. Meyer zu dieser Gattung gestellten Form hingegen, nämlich von *latirostris* ist bis jetzt kein Wirbel, also auch nichts über den Bau der Wirbelsäule bekannt. Die Chorda kann demnach intervertebral oder aber intravertebral erweitert oder endlich vollständig ungegliedert

[1]) Dies ist von mir auch früher und zwar in den Berichten der naturf. Gesellsch. zu Leipzig, 1881 den 13. Dec. geschehen, wo ich die damals vorliegenden Exemplare als *Melanerpeton latirostre* aufführte. Seitdem haben einige neue Funde definitive Klarheit über den Schultergürtel geliefert. Nach letzterem darf der betreffende Stegocephale nicht zu *Melanerpeton* gerechnet werden. Die damals zur Anwendung gebrachte Benennung wird deshalb zurückgezogen.

sein, wonach sich naturgemäss die Stellung der als *Archegosaurus latirostris* beschriebenen Reste richten wird.

Zwischen diesen kurz- und stumpfschnautzigen Schädeln und denen von *Pelosaurus laticeps* herrscht eine grosse Aehnlichkeit. Es sind nur die noch grössere Länge und zugespitztere Form des Schädels und die dadurch bedingte grössere Schlankheit der Schädelknochen, sowie die kleineren, weiter zurückliegenden Orbita bei *Archegosaurus latirostris*, namentlich aber die stärkere Hervorragung der Hirnkapsel bei *Pelosaurus laticeps*, welche beide unterscheidet.

Dass die grössere Schlankheit des Schädels, sowie die mehr nach hinten gerückte Lage der Augenhöhlen an und für sich kein schwer wiegendes Unterscheidungsmerkmal zweier Stegocephalenschädel ist, geht aus den sehr beträchtlichen Schwankungen dieser Verhältnisse an den Schädeln von verschieden alterigen Individuen des *Archegosaurus Decheni* hervor.[1]) Viel mehr Gewicht ist dem beizulegen, dass bei *Pelosaurus* der Hirnschädel zwischen den Ohrausschnitten beträchtlich weiter nach hinten zurückreicht, wodurch, wie bereits wiederholt hervorgehoben, der hintere Schädelrand mehr an *Melanerpeton* erinnert.

Eine ähnliche generelle Uebereinstimmung mit *Archegosaurus latirostris* herrscht im Bau des Schultergürtels, welcher bei beiden Stegocephalen aus einer grossen, rhombischen mittleren Kehlbrustplatte, zwei dreieckigen seitlichen Platten und zwei sehr stark entwickelten ruderförmigen Schlüsselbeinen besteht. Nur ist bei *Pelosaurus* die mittlere Thoracalplatte kürzer und mehr queroval, auch sind die seitlichen Kehlbrustplatten schmäler und länger gestielt.

Der somit nahe liegenden Tendenz, die von uns als *Pelosaurus laticeps* beschriebenen Stegocephalen in bestimmte Beziehungen zu dem sogenannten *Archegosaurus latirostris* zu bringen, stellt sich jedoch der Umstand entgegen, dass von letzterem weder die Wirbel, noch das Becken und die Extremitäten bekannt sind. Sollte es gelingen, die Wirbelsäule von *Archegosaurus latirostris* aufzufinden, und ergiebt sich dann der Bau der Wirbel als ein amphicoeler, so gehört dieser Labyrinthodont trotz aller sonstigen Aehnlichkeiten mit *Pelosaurus* in eine ganz andere Gruppe und ist in der That ein *Archegosaurus* und zwar der nächste Verwandte von *Archegosaurus Decheni*. Stellt es sich dahingegen heraus, dass der lebacher *latirostris* Wirbel mit intravertebral erweiterter Chorda besitzt, so ist er aus der Gattung *Archegosaurus* zu

[1]) H. v. MEYER, l. c. pag. 73, 74, 220.

entfernen, dem Genus *Pelosaurus* zuzutheilen und steht dem sächsischen *Pelosaurus laticeps* sehr nahe. Von dem Funde der Wirbelsäule hängt demnach die zukünftige, jetzt durchaus noch nicht sichere systematische Stellung des sogen. *Archegosaurus latirostris* und die Klärung seines verwandtschaftlichen Verhältnisses zu *Pelosaurus laticeps* ab. Bis dahin liegt kein Grund vor, den ihm von H. v. Meyer angewiesenen Platz mit einem anderen zu vertauschen.

Schliesslich sei noch darauf hingewiesen, dass die palaeozoischen Stegocephalen - Gattungen *Hylonomus* Daws., *Dendrerpeton* Ow., *Lepterpeton* Huxley und *Limnerpeton* A. Fr. sämmtlich gewisse Aehnlichkeit mit einzelnen Zügen des *Pelosaurus* haben, aber (abgesehen von anderen Unterschieden) alle amphicoele Wirbel besitzen, während bei *Actinodon* Gaudry die Wirbelsäule noch weniger verknöchert sein soll, als bei *Archegosaurus*.

## III. *Archegosaurus*.

### 1. *Archegosaurus Decheni* Goldfuss.

H. v. Meyer, Reptilien aus der Steinkohlenformation in Deutschland. Palaeontographica Bd VI. 1857. pag. 59 - 220. t. 8 — 23.

Das auf Taf. XIII. Fig. 9 in natürlicher Grösse abgebildete Stegocephalen - Skelet ist leider nach Verwesung der Weichtheile und vor Umhüllung durch Schlamm bereits zerfallen und dann stark verschoben worden. Aus dem anscheinenden Knochengewirre lassen sich jedoch fast sämmtliche wichtigere Skelettheile heraus erkennen.

Trotz gewisser Aehnlichkeiten mit *Pelosaurus* in der Form der Schädelknochen, die sich aber auch noch bei anderen Stegocephalen wiederholen, unterscheidet sich der vorliegende Rest von ersterem durch die stachelartigen Schuppen des Bauchpanzers, die geringe Verknöcherung der Wirbelsäule, die längeren, schlankeren Rippen und die stärker und fast bis zur Spitze gefalteten Zähne. Da dies sämmtlich charakteristische Kennzeichen von *Archegosaurus Decheni* sind und auch die übrigen Skelettheile mit diesem in Uebereinstimmung stehen, erscheint die Identificirung des sächsischen mit dem lebacher Labyrinthodonten gerechtfertigt.

Die Form des Schädels ist in Folge der stattgehabten Verschiebung nicht genau festzustellen. Jedoch weist der geradlinige Verlauf der Ränder des Unter- und Oberkiefers darauf hin, dass der Schädel vorn nicht so stumpf abgerundet

war, wie bei *Pelosaurus*, sondern mehr in die Länge gestreckt und zugespitzt gewesen ist.

Die Knochen der rechten hinteren Hälfte der Schädeldecke liegen sämmtlich noch im Zusammenhange, wenn auch nur als Abdruck ihrer Oberseite vor. Sie zeichnen sich durch ihre tiefe Radiärsculptur aus, welche mit breiten Rinnen beginnt, die sich nach Aussen zu fein verzweigen. Nur das Postorbitale ist mit runden Grübchen besetzt. An die lateralen Ränder des rechten Parietale schliesst sich das Postfrontale, das im Vergleiche mit *Pelosaurus* kleine Squamosum und an diese das dreiseitige Postorbitale, sowie das hinten ausgeschweifte Supratemporale. Das Jugale erscheint kurz und kräftig. Die grosse Knochenplatte vor demselben kann nur das Lacrymale, die hinter ihm gelegene nur das Quadratojugale repräsentiren. Nach aussen werden sie sämmtlich von dem schmalen Oberkiefer begrenzt. Die Knochenfragmente hinter dem Supraoccipitale und dem Epioticum stammen von der zerquetschten linken Schädelhälfte.

Am Unterkiefer lässt sich das Angulare durch seine vom unteren stumpfen Winkel ausgehende Radiärstructur von dem es überragenden Dentale unterscheiden, welches seinen Ossificationspunkt in der Nähe der Gelenkgrube gehabt haben muss.

Die Zähne des Ober- und Unterkiefers sind sehr kräftig, 2,50 mm hoch und an der Basis 1 mm stark. Die einen dünnen Mantel bildende Zahnsubstanz ist zwar ausgelaugt, hat aber sowohl einen ausgezeichnet scharfen Steinkern der grossen Pulpa, wie einen Abdruck der äusseren Zahnfläche hinterlassen. Aus diesen geht hervor (Taf. XIII. Fig. 11), dass die Zahnsubstanz nach Innen 10—12 hohe Radiärfalten bildete, welche am stärksten an der Basis, sich nach oben verringernd, bis fast nach der Spitze liefen. Ihnen entsprechen auf der Aussenseite des Zahnes schwächere Längsfurchen.

Die Wirbelsäule des vorliegenden Exemplars besteht aus nur sehr unvollständigen Resten, die in ihrer Form durchaus an die von H. v. Meyer abgebildeten Wirbeltheile von *Archegosaurus Decheni* erinnern, aber keinen Aufschluss über den einstigen Bau der Wirbelsäule geben. Dass nur eine sehr geringe Verknöcherung der Wirbel stattgefunden hat, geht aus dem unvollkommenen Erhaltungszustande derselben im Gegensatze sowohl zu dem zugehörigen Schädel, Schultergürtel und den Rippen, als auch zu der trefflich überlieferten Wirbelsäule des doch viel kleineren und zarteren *Branchiosaurus* und *Pelosaurus* hervor.

Die vorliegenden Wirbelreste gleichen solchen von *Arche-*

*gosaurus Decheni*, wie sie H. v. MEYER als obere Bogen z. B. in Taf. XIX. Fig. 7 und Taf. XXI. Fig. 1 seines oben citirten Werkes abgebildet hat. Ausserdem bemerkt man in der hinteren Hälfte des Rumpfes eine Anzahl rundlicher Knochenplättchen mit radiärer Ossificationsstructur, welche sich, so lange man an der v. MEYER'schen Deutung des Wirbelbaues von *Archegosaurus Decheni* festhält, als die den unteren Bogen vertretenden horizontalen Platten erklären lassen. Doch ist, wie gesagt, der Erhaltungszustand der Wirbelsäule nicht geeignet, um bestimmtere Vermuthungen zu äussern, namentlich seitdem die Auslegung H. v. MEYER's Widerspruch durch A. FRITSCH erfahren hat.[1])

Die Rippen stimmen ganz mit *Archegosaurus Decheni* überein. Die vorderen Rumpfrippen sind länger und schlanker als die von *Branchiosaurus*, *Melanerpeton* und *Pelosaurus*. Zur Erleichterung des Vergleiches sind in Fig. 14. Taf. XIII. je eine Rippe unseres *Archegosaurus*-Exemplares und von *Pelosaurus* in natürlicher Grösse nebeneinander gestellt. Nach dem Becken zu werden sie kürzer und spitzen sich an dem lateralen Ende zu. Eine neben dem Ilium liegende Rippe, welche breiter und kräftiger ist als die vorhergehenden Rumpfrippen, dürfte eine der beiden von H. v. MEYER als Schambeine gedeuteten Sacralrippen[2]) repräsentiren. Auch die ersten 8 oder 10 Schwanzwirbel trugen Rippen, welche an ihrem vertebralen Ende breit sind und sich rasch verschmälern, aber kräftiger sind als die letzten Rumpfrippen.

Der Schultergürtel ist seitlich und zwar zum grössten Theile neben dem rechten Unterkiefer verschoben. Die mittlere Kehlbrustplatte besitzt rhombische Gestalt und ausgezeichnete radiäre Ossificationsstructur. Wenn dieselbe kleiner und kürzer erscheint, als bei *Archegosaurus Decheni*, so mag dies darin begründet sein, dass die zarteren, randlichen Partieen derselben nicht erhalten sind. Dahingegen stimmt eine andere, Taf. XIII. Fig. 10 in dreimaliger Vergrösserung abgebildete mittlere Kehlbrustplatte, die sich isolirt auf dem Gesteine fand, mit derjenigen von *Archegosaurus Decheni* in hohem Maasse überein. Die eine seitliche Kehlbrustplatte hat wie bei letzterem dreiseitige, vorn abgerundete Gestalt. Quer an ihrem hinteren Ende liegt der Stiel der Clavicula, — unter ihr ragt die Scapula hervor. Erstere hat, wie der weiter unten liegende entsprechende zweite Knochen zeigt, ganz die langgestielt ruder- oder löffelähnliche Form wie bei *Pelosaurus*, also auch

[1]) Fauna der Gaskohle etc. pag. 107.
[2]) Vergl. diese Zeitschr. 1881. pag. 593.

wie bei *Archegosaurus Decheni* (l. c. Taf. XIII. Fig. 3 u. 4; Taf. XIV. Fig. 1, 3, 9, 11, 13, 14 etc.). Die Scapula ist halbkreisförmig und im Vergleiche mit *Pelosaurus* sehr gross, worin sie ebenfalls dem lebacher Labyrinthodonten gleicht.

Vom Becken ist mit Sicherheit nur das Ilium zu idendificiren. Es ist beträchtlich schlanker als bei *Pelosaurus*.

Nach dem nur wenig deutlich erhaltenen Humerus, sowie nach Radius und Ulna zu schliessen, waren die vorderen Extremitäten kürzer und gedrungener als die hintereren, von denen ebenfalls Röhrenknochen des Ober- und Unterschenkels überliefert sind. Von einem Fusse liegen Mittelfussknochen und Phalangen von 4 Zehen vor, welche mit *Archegosaurus Decheni* die schlanke Form gemein haben.

Bei letzterem besteht bekanntlich der Bauchpanzer aus Schnüren von langen, schlanken, unten ausgehöhlten Schuppen, welche Aehnlichkeit mit der Längenhälfte eines hohlen Stachels besitzen und mit dieser concaven Unterseite einander theilweise überdecken. An den sächsischen Exemplaren findet eine vollständige Uebereinstimmung mit den einzelnen Stachelschuppen selbst und mit dem Schuppenkleide von *rchegosaurus Decheni* statt. Man vergleiche die Abbildung von isolirten Stachelschuppen Fig. 12. Taf. XIII. (dreimalige Vergrösserung) mit Fig. 5. Taf. XII. H. v. Meyer's, oder die Bauchpanzerpartieen der Gesammtfigur mit Fig. 5. Taf. XII. und Fig. 1. Taf. XIV. des citirten Werkes.

H. v. Meyer beschreibt, dass die Stachelschuppen nach den Enden der einzelnen Schnüre und zwar namentlich an der Kehlpartie spitz birnförmige und endlich runde Gestalt annehmen. Das Nämliche wiederholt sich an dem unserer Beschreibung zu Grunde liegenden Exemplare (siehe Fig. 13. Taf. XIII., in 3maliger Vergrösserung).

Nach alledem darf man letzteres wohl mit *Archegosaurus Decheni* identificiren, welches somit in Schichten von gleichem Alter wie die lebacher auch in Sachsen vorkommt. Während er aber im Saargebiete fast der ausschliessliche Beherrscher der sumpfigen Gewässer war, scheint er nach den bisherigen Erfahrungen an seiner neuen Fundstelle ziemlich vereinzelt zwischen der Fülle von anderen Stegocephalen vorhanden gewesen zu sein. [1])

[1]) Während des Druckes dieser Arbeit kam noch ein zweites Exemplar von *Archegosaurus Decheni* in meinen Besitz. Leider ist auch dieses stark verdrückt, stimmt jedoch im Bau und der Sculptur der Schädeldecke, soweit diese erhalten, in der Form der Rippen und in der Zusammensetzung des Bauchpanzers aus langen Stachelschuppen mit dem oben beschriebenen Exemplare völlig überein.

## 2. *Archegosaurus latirostris* Jordan.

H. v. Meyer. l. c. Taf. XI. u. X.

Mit *Archegosaurus Decheni* zusammen kommen in den Sphaerosideritnieren der lebacher Schichten des Saargebietes zugleich isolirte Schädel vor, welche Jordan und nach ihm auch H. v. Meyer als *Archegosaurus latirostris* beschrieben hat. Letztgenannter Forscher charakterisirt diese Schädel im Gegensatze zu dem lang- und spitzschnautzigen *Archegosaurus Decheni* l. c. pag. 211 wie folgt:

„Schädel des ausgewachsenen Thieres: Länge etwas mehr als die einfache grösste Breite; kurze, stumpfe Schnautze; Zwischenkiefer selbst im ausgewachsenen Thiere je eine Hälfte noch einmal so breit als lang; Nasenbein breit und kaum länger als das Hauptstirnbein; Nasenloch näher dem Aussenrande gelegen, kleiner, schräger gestellt, vom vorderen Ende der Schnautze nur einen Längendurchmesser entfernt, beide Löcher liegen weiter aus einander als die Augenhöhlen; Augenhöhlen in der hinteren Schädelhälfte auftretend, an die Mitte der Schädellänge grenzend, mehr rund, gerader gestellt, weniger weit von einander entfernt; Knochenring im Auge?, Scheitelloch queroval; die hinteren äusseren Ecken führen kaum weiter zurück, als der Hinterrand der Scheitelfläche."

Es ist jedoch bereits oben auf pag. 229 dargelegt worden, dass die Abstammung dieser Schädel von einem *Archegosaurus* so lange nicht erwiesen ist, als die zugehörige Wirbelsäule, das Becken und die Extremitäten nicht bekannt sind, welche an sämmtlichen von Jordan und H. v. Meyer abgebildeten Stücken fehlen. Letzteres ist auch bei dem vorliegenden sächsischen Exemplare der Fall, — sie sind ausschliesslich durch Schädel, jedoch von ausgezeichneter Erhaltung, repräsentirt. Diese stimmen aber derartig nicht nur mit von H. v. Meyer gegebenen Abbildungen und Beschreibungen, sondern auch mit kleineren Exemplaren von *Archegosaurus latirostris* überein, welche das Berliner Museum besitzt, dass ich nicht zögere, sie mit der letztgenannten Form zu identificiren. Dadurch ist freilich ebensowenig wie früher und wie von den beiden oben genannten Autoren vorausgesetzt, erwiesen, dass wir es wirklich mit einem *Archegosaurus* zu thun haben.

Der von uns in Fig. 8. Taf. XIII. in fast zweimaliger Vergrösserung abgebildete Schädel stimmt fast vollständig mit demjenigen Exemplar, welches H. v. Meyer l. c. Taf. X. Fig. 4 zur Darstellung brachte. Dass es ein wenig breiter erscheint, dürfte wohl als eine Folge des stattgehabten Druckes zu betrachten sein, durch welchen die natürliche Wölbung der

Schädeldecke verloren ging. Doch mag letztere auch einem etwas jugendlicheren Individuum angehört haben, welche stets mit einem etwas kürzeren und breiteren Gesichtstheile versehen sind.

Der vorliegende Schäel ist 36 mm lang und an den hinteren Enden der Supratemporalia 38 mm breit. Die kurzovalen Orbita haben Durchmesser von 10, resp. 8 mm und liegen derartig in der hinteren Schädelhälfte, dass ihr Vorderrand genau die Mitte erreicht. Blättchen des Knochenringes sind innerhalb der Orbita erhalten. Die ovalen Nasenlöcher sind weit vorn, nahe dem Vorderrande der breiten Schnauze und zwar sehr seitlich gelegen. Am Hinterrande des Schädels ragen die Enden der Supratemporalia und der Epiotica gleich weit zurück und haben zwischen sich einen tiefen Ohrausschnitt.

Da die Gegenplatte mit dem Abdrucke der Unterseite der Schädeldecke vorhanden ist, da an dieser ausserdem einige Knochenplatten der letzteren haften geblieben sind, und das Negativ ihrer Oberseite auf der Hauptplatte zurückgelassen haben, so giebt dieses eine Exemplar vollständigen Aufschluss über die Beschaffenheit der Schädelknochen. Dieselben sind auf der Oberseite mit einem Bildwerke bedeckt, welches aus verhältnissmässig grossen, flachen Grübchen besteht, an die sich bei einzelnen Knochen nach dem Rande zu Radiärfurchen anschliessen. Dahingegen ist die Unterseite der Schädelknochen glatt. Die aufgerissenen Knochen selbst besitzen eine ausgezeichnet strahlige Ossificationsstructur.

Die Parietalia sind verhältnissmässig kleiner als bei *Pelosaurus.* Gleiches gilt von den Schläfenbeinen. Die Nasalia erreichen etwas mehr als die Länge der Frontalia. Beide greifen mit tief ausgezackten Rändern in einander. Die Naht zwischen Nasalien und Zwischenkiefern ist nicht recht deutlich. Doch ist die Breite derselben jedenfalls beträchtlicher als deren Länge. Sie bilden die innere und vordere Umrandung der Nasenlöcher. In dem Winkel zwischen diesen beiden Rändern liegt der Ossificationspunkt, von dem aus sich die Verknöcherungsstrahlen nach der Mediannaht zu fächerförmig ausbreiten. In der Mitte der letzteren glaube ich, besonders auf der nicht abgebildeten Gegenplatte, mit ziemlicher Sicherheit eine runde Oeffnung von etwa 1 mm Durchmesser, also ein Cavum intermaxillare, wahrzunehmen. Der breite vordere zahntragende Rand der Zwischenkiefer besitzt eine schwammige, zellige Structur. Vor dem kurzen Jugale und zwischen Praefrontale, Nasale und Oberkiefer liegt ein langovaler Knochen, der durch seine scharfe Umrandung und seine vom Centrum ausgehende Ossificationsstructur seine Selbstständigkeit documentirt. Er entspricht dem Lacrymale H. v. Meyer's.

Dass der Hinterrand des Hirnschädels bis auf die tiefen Ohrausschnitte zum Unterschiede von *Pelosaurus* ziemlich geradlinig war, ist bereits hervorgehoben worden.

Die Zähne sind spitzconisch, mit weiter Pulpa. Die Zahnsubstanz ist radiär nach Innen gefaltet, aussen längsgefurcht. Die Anzahl der Zähne beträgt in jedem Oberkiefer jedenfalls über 20.

Von dem in Fig. 6. Taf. XIII. in ebenfalls doppelter Grösse abgebildeten Schädelfragmente, von welchem auch der Abdruck der glatten Unterseite vorliegt, gilt das eben über die betreffenden Theile Gesagte. Eine Partie des Unterkiefers dieses Exemplares mit stark gefalteten Zähnen ist in Fig. 7. Taf. XIII. in dreimaliger Vergrösserung zur Darstellung gebracht worden.

## 2. Kreischeria Wiedei H. B. Gein., ein fossiler Pseudoscorpion aus der Steinkohlenformation von Zwickau.

Von Herrn H. B. Geinitz in Dresden.

Hierzu Tafel XIV.

Her Bergrath Prof. Kreischer in Freiberg hatte am 19. April 1882 die Güte, mir ein Fossil zu übergeben, welches jedenfalls zu den seltensten und interessantesten Vorkommnissen im Gebiete der Steinkohlenformation überhaupt gehört. Dasselbe stammt aus einem Querschlage bei Grube Morgenstern zu Reinsdorf bei Zwickau und ist einem Schieferthone ca. 80 m im Liegenden des Russkohlflötzes in der unteren Partie der Sigillarienzone entnommen. Es wurde nach dem Umstürzen der Halde behufs Durchforschung derselben nach Pflanzenresten von dem Cassirer der genannten Grube, Herrn Bley, aufgefunden und von dem Herrn Bergdirector Wiede in Bockwa dem königl. mineralogischen Museum in Dresden freundlichst überlassen. An dem Handstücke sind noch Spuren der *Annularia sphenophylloides* Zenker sp. zu erkennen, welche vereint mit *Sphenopteris Kreischeri* Sterzel dort häufig gefunden wird.

Von dem zu beschreibenden Thiere sind das Kopfbruststück, die Ueberreste dreier Füsse und der Hinterleib ziemlich gut erhalten, während das vordere Ende mit den Fühlertastern leider fehlt.

Sämmtliche Theile des Körpers lassen eine durch Kohlenstoff geschwärzte, granulirte Oberfläche erkennen, die sich sehr deutlich von dem umgebenden milden grauen Schieferthone abscheidet und mehr auf eine hornige als kalkige Bedeckung des Thieres hinweist.

Die Gesammtlänge des Thieres beträgt gegen 50 mm, wovon das Kopfbruststück ca. 15 mm, der Hinterleib ca. 35 mm einnimmt.

Das Kopfbruststück ist nur an seinem vorderen Ende und an der rechten Seite etwas verbrochen. In der unmittelbaren Nähe seines vorderen Endes erhebt sich ein schmaler, kielartiger, mittlerer Längswulst, an dessen steil abfallenden Seiten sich eine kleine ovale Augenhöhle (bei o) einsenkt. Dieser Kiel verläuft nach hinten in ein nur schwach gewölbtes

fünfseitiges Mittelfeld, neben welchem sich zunächst den Augenhöhlen ein schwach gewölbtes Seitenschild als Wangenschild, hinter diesem aber ein anderes kleines Seitenschild ausbreitet, welche von dem Randschilde A durch eine deutliche Furche geschieden sind. An den gerade abgeschnittenen Hinterrand dieses Mittelschildes stösst eine tiefe und glatte mittlere Längsfurche an, welche sich hinten mit einer ebenso breiten Querfurche vereint, die den hinteren Rumpfring D nach vorn hin begrenzt. Eine grosse gewölbte Platte legt sich jederseits zwischen diesen Hauptfurchen und den Randschildern C und D an, welche dem oberen Mittelstücke der zwei mittleren Rumpfringe entsprechen mag, während sich an den Randplatten A — D die Füsse befestigt haben. Der hintere oder vierte Rumpfring D ist am normalsten ausgebildet; er hat gegen 15 mm Breite und in seiner Mitte gegen 2,5 mm Dicke erreicht. Er biegt sich in der Mitte deutlich nach vorn und mit seinem äusseren verschmälerten Rande nach hinten. Von dem Hinterleibe ist er gleichfalls durch eine tiefe Furche geschieden.

Die ganze Oberfläche des Kopfbruststückes ist, mit Ausnahme seiner trennenden Furchen, mit ungleichen rundlichen Höckern oder Tuberkeln dicht bedeckt, welche an seinem vordersten Theile in der Nähe der Augenhöhlen am kleinsten sind.

Der flachgedrückte Hinterleib hat einen fast elliptischen Umriss von 35 mm Länge und ca. 28 mm grösster Breite und besteht sowohl auf der Rücken- als Bauchseite aus 8 im Allgemeinen flachen Gürteln (I — VIII), welche in breite Mittelfelder und breite Randfelder geschieden sind. Die Breite dieser Gürtel nimmt vom ersten bis zum vierten allmählich zu und von dem fünften bis zum achten wieder ab. Hierbei folgt im Allgemeinen die relative Breite der Mittelplatten mehr dem äusseren Umfange des Hinterleibes, während die Randplatten in ihrer Breite nur wenig variiren. Der äussere Rand der letzteren erscheint, wohl nur durch Druck, fast scharf, und die ihn begleitende wulstförmige Verdickung ist wahrscheinlich auch nur auf eine Wirkung des Zusammendrückens der Rückenseite R bis in die Nähe der Bauchseite V zurückzuführen.

Das Figur 1 in doppelter Grösse gezeichnete Exemplar giebt eine Ansicht von der Rückenseite des Thieres (R R). Da jedoch in dem merklich vertieften mittleren Theile des Hinterleibes (V V) statt der für die Oberfläche des Thieres charakteristischen körnigen Beschaffenheit vielmehr eine grubige Structur zu beobachten ist, so muss man diesen Theil als die innere Fläche der Bauchseite des Thieres ansehen.

Es geht aber bei einem Vergleiche der Bauchseite mit

der Rückenseite, deren Abdruck Figur 2 in natürlicher Grösse vorführt, hervor, dass *Kreischeria Wiedei* auf beiden Seiten des Hinterleibes eine gleichgrosse Anzahl von Ringen wahrnehmen lässt, was bei ihren nächsten Verwandten nicht immer der Fall ist.

Der erste Hinterleibsring I bildet in seiner wulstförmig erhobenen Mittelplatte eine deutliche Einbuchtung, in welche der buckelförmig erhobene mittlere Theil des zweiten Leibringes II eingreift. Sämmtliche Mittelplatten, am meisten aber die zweite und hinterste, achte, biegen sich in ihrer Mitte sattelförmig nach vorn und zeigen auch an ihrer Grenze mit den Seitenplatten, welche wegen der wellenförmigen Biegung der Glieder zickzackförmig verläuft, eine zweite sattelförmige oder wenigstens stumpfeckige Biegung. Das hinterste Mittelschild wird fast $2^1/_2$ Mal länger als die davor liegenden und ist an den Seiten durch die Randfelder so eingeengt, dass es eine lyraförmige Gestalt annimmt (Fig. 2). Eine Afteröffnung war in Figur 1 nicht zu erkennen und muss daher nahe dem hintersten Ende liegen.

Sämmtliche Seitenschilder laufen mit einem concaven Vorder- und Hinterrande nach aussen, wobei sich an ihrer äusseren unteren Ecke ein kurzer Höcker ausbildet, der an den hintersten Gliedern spitz hervortritt, wie bei *Eophrynus Prestvicii.* [1]) Hierbei nehmen die Randschilder in der vorderen Gegend des Leibes mehr eine Richtung nach vorn, in der hinteren Gegend mehr und mehr nach hinten an.

Die gedrängt stehenden Tuberkeln, welche sämmtliche Leibesringe bedecken, weichen von jenen auf dem Kopfbruststücke nicht ab, nur bemerkt man hier und da, wie namentlich nahe der äusseren Grenze der Mittelschilder, und bei IV und V auch in der Mitte der letzteren, einzelne grössere Höcker, die durch Zusammentreten mehrerer kleiner Tuberkeln entstanden sind.

Nahe den Brustringen B, C, D zeigen sich an der einen Seite des Fossils die Ueberreste der an ihnen befestigten Füsse. Dieselben mögen ca. 40 mm Länge erreicht haben. Das erste mit 1 bezeichnete Fussglied ist nur zum Theil erhalten, war aber an seinem unteren Ende verdickt; das zweite Glied hat bei 8 mm Länge an seinem unteren Ende fast 5 mm Breite, um jederseits mit einer kurzen Ecke über das 12 mm lange und gegen 3 mm breite dritte Glied vorzuspringen, an welches das noch schmälere vierte Glied anstösst.

---

[1]) *Curculioides Prestvicii* Buckland, Geol. u. Min., Uebersetzung von L. Agassiz, 1838. II. Pl. 46". f. 2. — *Eophrynus Prestvicii* H. Woodward im Geol. Magazine, 1871. Vol. VIII. pag. 385. Pl. XI.

Die auch die ganze Oberfläche der Füsse bedeckenden Körner sind meist etwas kleiner als auf den Gliedern des Hinterleibes und erscheinen hier mehr wie ein feines Chagrin.

Unser Fossil lässt sich zunächst mit *Eophrynus Prestvicii* H. WOODWARD, einem fossilen Pseudoscorpion aus der Steinkohlenformation von Coalbrook-dale und Dudley vergleichen, mit dem es eine ähnliche Form und Bedeckung des ganzen Körpers, sowie auch die hervortretenden Spitzen an den hintersten Leibesringen gemein hat.

*Kreischeria* unterscheidet sich aber von dieser Gattung sehr wesentlich durch einen anderen Bau des Kopfbruststückes, durch eine geringere Anzahl der Hinterleibringe auf der Rückenseite des Thieres, durch die Quertheilung dieser Ringe in Mittel- und Randplatten. Ueberhaupt ist eine ähnliche Quertheilung, wie es scheint, bei den Spinnenthieren ziemlich selten, doch treffen wir sie bei einem anderen fossilen Pseudoscorpion, dem *Architarbus rotundatus* SCUDDER [1]), aus der Steinkohlenformation von Illinois und bei *Architarbus ovalis* H. WOODWARD [2]) aus der Steinkohlenformation von Lancashire.

Abgesehen aber von der sehr verschiedenen Körperform des *Architarbus* bilden die Randschilder dort nur einen schmalen Saum um den Hinterleib, dessen Ringe wenigstens bei dem besser gekannten *Architarbus ovalis* sehr ungleich erscheinen.

Vielleicht liess sich noch mehr Aehnlichkeit mit *Brachypyge carbonis* H. WOODWARD [3]) aus der Steinkohlenformation der Belle-et-Bonne-Grube bei Mons in Belgien herausfinden, indess meint WOODWARD, diese Form auf einen brachyuren Dekapoden zurückführen zu müssen.

Häufiger ist solch eine Quertheilung bei Crustaceen zu finden, wozu man aber *Kreischeria* schon wegen der Befestigung und der geringen Anzahl ihrer grossen Füsse unmöglich rechnen kann, wenn auch *Idothea Entomon* DEGEER oder der *Serolis* LEACH [4]) eine scheinbare Aehnlichkeit damit zeigen.

Nur den Spinnenthieren schliesst sich *Kreischeria* an und zwar den Pseudoscorpionen, während sie sich von den eigentlichen Scorpionen durch den Mangel an Kammplatten an einem Bauchsegmente und des Stachels am hinteren Ende des geschweiften Hinterleibes mehr entfernen. [5])

---

[1]) A. H. WORTHEN, Geol. Survey of Illinois. 1868. Vol. III. p. 568. f. 1.

[2]) Geolog. Magazine, 1872. Vol IX. pag. 385. f. 1 a, b.

[3]) Geolog. Magaz. New Series, Decade II. Vol. V. pag. 433. pl. XI.

[4]) *Serolis planus* DANA, Un. Stat. exploring Expedition, Crustacea, 1855. Atlas, Pl. 53. f. 1 a. — *Serolis Gaudichaudii*, AUD. u. MILNE EDWARDS in G. CUVIER, le règne animal, Crustacés, Atlas, Pl. 64. f. 2.

[5]) Vergl *Cyclophthalmus senior* CORDA aus der Steinkohlenformation von Chomle in Böhmen, A. FRITSCH, Fauna der Steinkohlenformation

Aus Allem ergiebt sich:

*Kreischeria* nov. gen. Pseudoscorpionum.

Kopfbruststück parabolisch, in seinem vorderen Theile mit einem fünfseitigen Mittel- oder Stirnschilde, an dessen schnabelartig gekielten Vorderende jederseits eine kleine ovale Augenhöhle eingesenkt ist. Daneben zwei kleine Seitenschilder, deren vorderes ein Wangenschild bildet. Eine tiefe Mittelfurche hinter dem Stirnschilde, die sich mit einer Querfurche vor dem hinteren Brustringe vereint, scheidet 2 grössere Schilder von einander, an welche die Randplatten der Brustringe angrenzen. An die letzteren befestigen sich die 4 Paare grosser, wenigstens 4gliedriger Füsse. Kiefertaster noch unbekannt.

Der niedergedrückte elliptische Hinterleib zeigt sowohl auf der Rücken- als Bauchseite 8 im Allgemeinen flache Gürtel, welche in breite Mittelplatten und breite Randplatten geschieden, in ihrer Mitte sattelförmig nach vorn, überhaupt aber etwas wellenförmig gebogen sind. Die ganze Oberfläche des Körpers, welche auf eine hornige Beschaffenheit hinweist, ist mit ungleichen rundlichen Höckern oder Tuberkeln dicht bedekt.

*Kreischeria Wiedei* n. sp., die bisher bekannte einzige Art hat ohne Kiefertaster und Füsse gegen 50 mm Länge erreicht, wovon das parabolische Kopfbruststück 15 mm, der Hinterleib 35 mm einnimmt. Hierbei wird der letztere etwas oberhalb der Mitte im zusammengedrückten Zustande 28 mm breit. Die 8 Leibesringe zeichnen sich durch ihre grössere, jedoch nach ihrer vorderen oder hinteren Lage wechselnde Breite der Mittelplatten aus, die mit fast zickzackförmigem Rande an die unter sich ziemlich gleich breiten Randplatten angrenzen. Die hintersten Randplatten, welche die lange, lyraförmige letzte Mittelplatte einfassen, enden. wie bei *Eophrynus Prestvicii* Woodw. mit einem kurzen seitlichen Stachel.

Vorkommen: In der Sigillarienzone der Steinkohlenformation von Zwickau.

---

Böhmens, im Archiv für die Landesdurchforschung Böhmens, 1876. Bd. II. t. 1. f. 1—8, t. 2. f. 1—5, t. 3. f. 4. — Frühere Abbildungen hiervon in Buckland's Geologie und Mineralogie, 1838. II. Pl. 46′ und 46″. f. 13. — *Eoscorpius carbonarius* Woodward, aus der britischen Steinkohlenformation im Quart. Journ. Geol. Soc. 1876. Vol. XXXII. pag. 57. Pl. 8.

## 3. Ueber senone Kreidegeschiebe der Provinzen Ost- und Westpreussen.

Von Herrn H. SCHRÖDER in Königsberg i. Pr.

Hierzu Tafel XV und XVI.

Schon BREYN [1]) hat aus den senonen Kreidegeschieben Preussens Petrefacten beschrieben. Jedoch erst 1858 knüpfte SCHUMANN [2]) bei Gelegenheit der Beschreibung des Thorner Bohrloches Thatsachen und Folgerungen von geologischer Bedeutung an seine Untersuchung. Das Bohrloch ergab nach ihm unter einer 80 Fuss hohen Decke von Alluvium, Diluvium und Tertiär eine 362,5 Fuss tiefe Schichtenfolge, welche er als zur Kreideformation gehörig betrachtet. Von Versteinerungen fand er nur Foraminiferen und Spongiennadeln. Durch das vollständige Fehlen der Feuersteinknollen liess sich SCHUMANN verleiten, die Schichten mit dem „mittleren Quadermergel" von GEINITZ zu identificiren, woran nach unseren heutigen Erfahrungen garnicht zu denken ist. Neben dem Auffinden der Kreideformation im Bohrloch war ein wichtiges Resultat seiner Untersuchung die Identificirung des von 300′ bis 393′ angetroffenen Gesteins mit den senonen Diluvialgeschieben, die im Volksmunde als „todter Kalk" gehen. SCHUMANN führte für diese Gebilde den terminus „harte Kreide" ein.

1863 beschrieb F. RŒMER [3]) als „grauen bis graulichweissen Kalkmergel, mehr oder minder kieselhaltig, auch häufig Glaukonitkörner, feine Glimmerblättchen oder auch Quarzkörnchen enthaltend" Geschiebe, die sehr verbreitet im norddeutschen Flachlande östlich der Elbe vorkommen. „Organische Einschlüsse sind häufig in dem Gestein. Alle sicher erkennbaren Arten sind bekannte Formen der weissen Schreibkreide und identisch mit im Feuerstein vorkommenden. Sehr

[1]) Dissert. d. polyth. 1732. pag. 44.

[2]) Neue preuss. Provinz.-Blätter LX. 1858. pag. 32, abgedr. in den Geol. Wander. d. Altpreussen pag. 137.

[3]) Diese Zeitschrift Bd. XIV. pag. 629.

häufig ist namentlich *Ostrea vesicularis*. Auch *Belemnitella mucronata*, im bernsteingelben, durchscheinenden Kalkspath versteinert, gehört zu den gewöhnlichsten Arten." Als Ursprungsgebiet der Geschiebe nimmt Rœmer die dänischen Inseln an.

In dem gleichen Jahre als Rœmer seine Beobachtungen über die Diluvialgeschiebe der norddeutschen Tiefebene veröffentlichte, machte Schumann [1]) einige Angaben über senone Geschiebe Preussens. Er unterscheidet „harte Kreide", die in manchen Gegenden massenhaft gefunden werde, und Feuersteinknollen, die sehr selten seien und noch seltener Seeigel, z. B. *Ananchytes ovatus* Lam. enthielten. Ausserdem hält er wegen des Mangels an Feuersteinen in der Kreide die Ansicht für begründet, dass die Kreidegeschiebe Preussens nicht dem Westen — Rügen, Möen, Seeland und Schweden — sondern einem mehr östlichen Terrain entstammen.

Bei Gelegenheit der im Samländischen Tertiär beobachteten Geschiebe giebt Zaddach [2]) nach einer petrographischen Beschreibung der „harten Kreide" *Ostrea vesicularis* Lam., *Ostrea lateralis* Nilss., *Terebratula carnea* Buch., *Belemnitella mucronata* (Schloth.) d'Orb., Scyphien und Fischschuppen als Petrefacten derselben an. Zugleich theilt er mit, dass Angelin als Heimath des „grauen bis graulich-weissen Kalkmergels Rœmer's" Bornholm bestimmt habe.

In derselben Arbeit und später [3]) stellt Zaddach, veranlasst durch Beobachtungen über die petrographische Beschaffenheit des Samländischen Tertiär die Hypothese auf, dass „Kreideschichten sich von Dänemark quer durch die Ostsee zwischen Rügen und Bornholm, älteren Schichten anliegend, bis nach Kurland ausdehnten". Die in einer Tiefe von 80 bis 248′ des Bohrloches von Thorn angetroffenen Schichten, die Schumann für Kreide hielt, erklärt Zaddach für tertiäre Thone.

Jentzsch [4]) constatirte zu Ende des vergangenen Decenniums senone Kreide in den Bohrlöchern Herrmannshöhe bei Bischofswerder, Geidau und Thierenberg im Samland, Tilsit, Tiegenhof, Englischbrunn, und als anstehend bei Christburg und Kalwe. Er wies nochmals auf die Uebereinstimmung der erbohrten Schichten mit den Diluvialgeschieben hin und hob

[1]) Die Provinz Preussen, Festgabe für die Mitglieder der XXIV. Versamml. deutscher Land- und Forstwirthe zu Königsberg i. Pr. 1863. pag. 97.

[2]) Schriften d. phys.-ökon. Ges. zu Königsberg VIII. 1867. pag. 167.

[3]) Ebendaselbst X. 1869. pag. 55 ff.

[4]) Ebendaselbst; Berichte über die geolog. Durchforschung etc. 1875 bis 1881.

die Bedeutung dieser Thatsache für die Erklärung des Weges, auf welchem die Geschiebe in das Diluvium gelangt sein können, hervor. Ferner stellte JENTZSCH neben die obersenone Zone der *Belemnitella mucronata* SCHLOTH. das Untersenon mit *Actinocamax subventricosus* WHLBG.

Eine Bereicherung unserer Kenntniss über senone Kreidegeschiebe Ostpreussens haben wir 1878 durch DAMES erhalten.[1]) Er beschreibt aus der Gegend von Königsberg einen grauen feinkörnigen Quarzit mit zahlreichen Glaukonitkörnchen; an Petrefacten waren darin *Actinocamax quadratus* BLAINV. und *Exogyra laciniata* NILSS. enthalten. DAMES rechnet dies Geschiebe in die untersenone Zone des *Inoceramus lingula* und der *Exogyra laciniata* SCHLÜTER's. Zur unteren Quadratenkreide zählt er ferner einen glaukonitreichen Sandstein mit *Lima* cf. *Hoperi* SOW., *Pinna diluviana* SOW., *Inoceramus cardissoides* GF., *Inoceramus lobatus* GF., *Pectunculus sublaevis* SOW., *Lucina* cf. *lenticularis* GF., *Natica canaliculata* SOW., *Avellana* sp., und *Cyclabacia* cf. *Fromenteli* BÖLSCHE. Als Heimath beider Geschiebe nimmt er Bornholm in Anspruch, bemerkt jedoch dabei, dass die dortigen Kreideablagerungen als die Ueberreste eines grossen mehr östlichen Kreideterrains zu betrachten seien.

Der Zweck vorliegender Arbeit ist, die senonen Kreidegeschiebe der Provinzen Ost- und Westpreussen einer zusammenhängenden Untersuchung zu unterwerfen, sie zu gruppiren, ihre Aequivalente in den anstehenden Schichten zu finden und damit möglicherweise ihre Herkunft zu bestimmen. Eine erschöpfende Bearbeitung zu liefern, ist nicht beabsichtigt; vielmehr sollen nur die allgemein bezüglichen Thatsachen erörtert werden. Einer genaueren Untersuchung bleibt es vorbehalten, die hier verzeichneten Beobachtungen petrographisch und paläontologisch weiter zu begründen. — Petrographisch wäre es von Wichtigkeit, eine genaue mikroskopische und chemische Analyse der Gesteine, welche der Mucronatenzone angehören, vorzunehmen. Die gerade nicht bedeutende Fülle von paläontologisch vergleichbaren Thatsachen ist zum Theil abhängig von der Schwierigkeit, in den meist festen, mit grossmuscheligem Bruch versehenen Gesteinen bestimmbare Petrefacten herauszusuchen, zum Theil auch abhängig von dem Umstande, dass erst während der Zeit meiner Untersuchung auf die älteren Senongeschiebe einige Aufmerksamkeit verwendet wurde. Fortgesetztes Sammeln wird die Lücken ausfüllen. Auf eine genauere Bearbeitung warten die Foraminiferen, Spongien und Vertebraten; an der Hand dieser werden sich jedenfalls noch viele

[1]) Diese Zeitschrift Bd. XXX. 1878. pag. 685.

Vergleichungspunkte mit den anstehenden Schichten und darauf begründete Schlüsse über die Heimath der Geschiebe finden lassen.

Bei meiner Arbeit habe ich mich der wesentlichen Unterstützung der Herren BAUER, NOETLING und JENTZSCH erfreut; ich erlaube mir denselben hiermit öffentlich meinen tief empfundenen Dank auszusprechen.

## A. Geologischer Theil.

### Petrographie, geologische Stellung und Verbreitung der Geschiebe.

a. Als tiefste Stufe der senonen Kreidegeschiebe betrachte ich einen festen, glaukonitischen, mergeligen Sandstein, von grauer, graugrünlicher oder graubrauner Farbe. Sein Bruch ist uneben. Sandkörner, meist zahlreiche Glimmerschüppchen und Glaukonitkörnchen, die in sehr wechselnder Anzahl auftreten, sind durch ein aus kohlensaurem Kalk bestehendes Bindemittel verkittet. Mit Salzsäure behandelt, braust das Gestein sehr stark auf und zerfällt. Eine Analyse, die Herr WEGER freundlichst übernahm, ergab

$SiO_2$ . . . . 34,28 pCt.
$CO_2$ . . . . 23,33 „

Von dem festen Kreidemergel, der unter den Geschieben mit *Belemnitella mucronata* beschrieben werden wird, unterscheidet sich dieser Sandstein durch den grösseren Kohlensäure- und geringeren Kieselsäure-Gehalt. Ausserdem sind diese Geschiebe meistens nach der Farbe leicht zu trennen.

Geschiebe, welche hierher gehören, sind bis jetzt nur von wenigen Stellen bekannt. In

Gardschau, Kreis Pr. Stargardt, Westpreussen,*
Regerteln, Kreis Heilsberg, Ostpreussen,
Palmnicken im Samland,
Belschwitz bei Rosenberg, Westpreussen,
Buchholz, Kreis Schlochau, Westpreussen,
Königsberg (Nasser Garten und Ausfallthor),
Heilsberg, Ostpreussen,

wurden grosse Blöcke und kleine Stücke gefunden. Das Verbreitungsgebiet ist also ein sehr beschränktes. Der nördlichste Punkt ist Palmnicken an der Westküste Samlands, der östlichste Königsberg, der südlichste und zugleich westlichste

Buchholz in Westpreussen. Die grössten und zahlreichsten Geschiebe wurden bei Königsberg gefunden, was wohl nur darin seinen Grund hat, dass man hier zuerst darauf aufmerksam wurde und am meisten danach gesucht hat.

Die Petrefacten treten in zweifacher Weise in diesen Geschieben auf; in einigen Stücken waren sie in grosser Anzahl der Individuen vertreten, andere und meistens grössere Blöcke waren nur von einer riesigen Schale des *Inoceramus cardissoides* durchsetzt, ohne die Spur eines anderen Petrefacts aufzuweisen. An organischen Resten habe ich zu nennen:

*Plesiosaurus* sp.
Fischschuppen
*Scalpellum maximum* Sow.
*Actinocamax* cf. *quadratus* Blainv.
*Alectryonia sulcata* Blumb.
*Gryphaea vesicularis* Lam.
*Exogyra conica* Sow.
*Anomia splendens* n. sp.
*Pecten virgatus* Nilss.
" *membranaceus* Nilss.
" cf. *miscellus* Münst.
*Inoceramus cardissoides* Goldf.
" *lobatus* Münst.
" *Cripsii* Mant.
*Venus* sp.
*Lucina* cf. *fallax* Forbes.

Zwei von den Petrefacten geben in unzweifelhafter Weise die geologische Stellung dieser Geschiebe an, nämlich *Inoceramus cardissoides* Gf. und *Inoceramus lobatus* Münst. Ersterer ist nach unseren Kenntnissen auf das tiefste Unter-Senon beschränkt; *Inoceramus lobatus* tritt im ganzen Unter-Senon als treffliches Leitfossil auf.

b. Selten ist bisher im Diluvium der Provinzen Ost- und Westpreussen ein anderer senoner Sandstein gefunden. Seine Farbe ist weisslich grau; zwischen die feinen Quarzkörner lagern sich sehr wenig zahlreich kleine Glaukonitstückchen. Mit Salzsäure braust das Gestein stark auf und zerfällt vollständig zu einem losen Sande; das Bindemittel ist also ein kohlensäurehaltiges. Von den unter a. erwähnten Geschieben unterscheidet sich dieser Sandstein durch die hellere Farbe und das Zurücktreten der Glimmerschüppchen. Seine geologische Stellung scheint jedoch nach den bis jetzt darin gefundenen Petrefacten von den ersteren Geschieben nicht sehr abzuweichen. Es fanden sich nämlich:

*Bacutites anceps* LAM.
*Gryphaea vesicularis* LAM.
*Lima prussica* n. sp.
*Pecten virgatus* NILSS.
" sp.
*Pinna* sp.
*Inoceramus cardissoides* GF.
" *lobatus* MÜNST.
" *Cripsii* MANT.
*Crassatella* sp.

*Inoceramus cardissoides* und *lobatus* sind es, welche den Ausschlag für die untersenone Stellung dieser Geschiebe geben. *Inoceramus lobatus* überwiegt hier entschieden.

Hierher rechne ich den durch DAMES [1]) aus der Gegend von Königsberg beschriebenen glaukonitreichen Sandstein. Wenn meine Vermuthung richtig ist, so ist die Fauna dieser Geschiebe um

*Lima* cf. *Hoperi* SOW.
*Pinna diluviana* SOW.
*Pectunculus sublaevis* SOW.
*Lucina* cf. *lenticularis* GF.
*Natica canaliculata* SOW.
*Avellana* sp.
*Cyclabacia* cf. *Fromenteli* BÖLSCHE.

zu vervollständigen. *Pectunculus sublaevis* SOW. und *Natica canaliculata* SOW. prägen diesen Geschieben noch stärker den untersenonen Charakter auf.

Bei der geringen Häufigkeit des Sandsteins und dem unbedeutenden petrographischen Unterschied, der ihn von manchen Geschieben der Mucronatenzone trennt, ist es schwer, sichere Angaben über sein Verbreitungsgebiet zu machen. Mit dem Vorbehalt, dass einer oder der andere Fundort später fortgelassen werden muss, glaube ich aus

Königsberg,
Schippenbeil, Kreis Friedland, Ostpreussen,
Gr. Schönau, Kreis Gerdauen, Ostpreussen,
Kaidann, Kreis Gerdauen, Ostpreussen,
Workeim, Kreis Heilsberg, Ostpreussen,
Belschwitz bei Rosenberg, Westpreussen

[1]) Diese Zeitschr. Bd. XXX. pag. 685.

hierhergehörige Geschiebe beobachtet zu haben. Der nördlichste Punkt ist Königsberg, der östlichse Kaidann, der südlichste und zugleich westlichste Belschwitz.

c. Dames [1]) beschreibt aus der Gegend von Königsberg einen feinkörnigen glaukonitischen Quarzit, in welchem er *Actinocamax quadratus* Blainv. und *Exogyra laciniata* Nilss. fand. Mir ist ein gleiches Geschiebe aus Tilsit bekannt. In derselben Weise, wie an dem Königsberger, war das ganze Gestein von Abdrücken der Belemniten durchsetzt, von deren Zugehörigkeit zu *Actinocamax quadratus* ich mich jedoch mit Sicherheit nicht überzeugen konnte.

d. Zuweilen kommen im Diluvium Kreideversteinerungen ohne jegliches äusserlich anhängendes Gestein vor; es sind natürlich nur derartige, die mittelst ihrer harten Schale der Zerstörung einigen Widerstand haben entgegensetzen können.

Neben *Actinocamax subventricosus* Whlbg. finden sich in dieser Weise nur noch den Familien der *Ostreidae* und *Spondylidae* angehörige Pelecypoden. Die Thatsache, dass die Trümmerkalke Schwedens — die einzige Lagerstätte, in welcher *Actinocamax subventricosus* mit Sicherheit in anstehendem Gestein beobachtet ist — sich durch einen grossen Reichthum an Ostreiden, welche zum grossen Theil auch dieselben in Preussen lose gefundenen grossen Arten sind, auszeichnen, veranlasst mich, im Folgenden diese Petrefacten als in eine Zone gehörig zu betrachten. Uebergangen habe ich hierbei nur *Gryphaea vesicularis* Lam. und *Alectryonia sulcata* Blumb., da diese auch in Geschieben mit *Belemnitella mucronata* häufig sind, obwohl ich glaube, dass manche der gefundenen Individuen dieser Arten ebenfalls mit *Actinocamax subventricosus* zusammengehören.

Von den losen Petrefacten nenne ich:

*Actinocamax subventricosus* Wahlbg.
*Alectryonia frons* Park.
„ *larva* Lam.
„ *haliotoidea* Sow.?
*Exogyra auricularis* Whlbg.
„ *conica* Sow.?
*Spondylus* sp.

*Actinocamax subventricosus* Whlbg. und *Exogyra auricularis* sind kennzeichnend für die „Trümmerkalke“ des südlichen Schonen und werden dort in grosser Menge angetroffen. *Alec-*

---

[1]) l. c. pag. 685.

*tryonia frons* PARK. findet sich ebendaselbst, wenn auch nicht so häufig. Ich glaube daher, dass die Schichten, welchen diese Petrefacten entstammen, ein Aequivalent jener schwedischen Ablagerung gewesen sind.

Die Verbreitung des *Actinocamax subventricosus* als Geschiebe der Provinzen Ost- und Westpreussen ist eine sehr eigenthümliche. Der südlichste Punkt ist Belschwitz bei Rosenberg in dem Theile Westpreussens, der östlich der Weichsel liegt. Der nördlichste und östlichste der mir bekannten Fundorte ist Tilsit, doch finde ich bei GREWINGK[1]) die Angabe, dass dieser Belemnit auch im Gouvernement Kowno selten als Geschiebe der Quartärformation gefunden wird. In der Gegend von Friedland an der Alle und bei Königsberg[2]) ist *Actinocamax subventricosus* WHLBG. am häufigsten gefunden. Dagegen ist zu constatiren, dass die Anzahl der Fundorte nach Westen zu abnimmt; ja westlich der Weichsel kann ich nur Mewe und Gremblin, die beide in der Nähe der Montauer Spitze liegen, angeben. Dass dieser Umstand nicht ein zufälliger ist, wird daraus klar, dass die Herren JENTZSCH, NÖTLING und HOYER sich nicht erinnern können, weiter westlich z. B. bei Langenau, diesem ausgezeichneten Fundorte für Diluvialgeschiebe, Exemplare von *Actinocamax subventricosus* gesehen zu haben.

Um die Frage zu beantworten, in welchem relativen Altersverhältniss die Geschiebe, welche *Actinocamax subventricosus* WHLBG. zugehören, zu den *Inoceramus cardissoides* und *lobatus* einerseits und den *Belemnitella mucronata* führenden andererseits stehen, musste ich mich nach dem südlichen Schweden, also an die Stelle wenden, wo dieser Belemnit allein mit Sicherheit in anstehendem Gestein gefunden ist. Es stellte sich heraus, dass die Forscher noch nicht über die geologische Stellung dieser Ablagerungen einig geworden sind.

SCHLÜTER[3]) und DE GEER[4]) sind der Ansicht, dass die Trümmerkalke mit *Actinocamax subventricosus* älter als der sogenannte Köpinge-Sandstein mit *Belemnitella mucronata* sind. LUNDGREN[5]) vertheidigt die entgegengesetzte Ansicht.

---

[1]) Dorp. Archiv V. 1872. pag. 234.

[2]) SCHLÜTER, Palaeontogr. XXIV. pag. 196, giebt an, dass bei Königsberg *Actinocamax subventricosus* WHLBG. sehr zahlreich gefunden sei. Dem ist keineswegs so, sondern er ist noch immer relativ selten.

[3]) Jahrb. f. Mineral. etc. 1870. pag. 930 ff.

[4]) Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, Bd. V. p. 359.

[5]) Öfversigt af Kongl. Vetenskaps-Akademiens Förhandlingar 1876. No. 10. — Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 1880. Bd. V. pag. 302.

e. Am häufigsten sind in den Provinzen Ost- und Westpreussen die Geschiebe, welche *Belemnitella mucronata* als Leitfossil führen.

Petrographisch sind dieselben sehr verschiedenartig. Als typisch und am weitesten verbreitet erweisen sich die Gesteine, welche der Volksmund mit „todter Kalk" und SCHUMANN als „harte Kreide" bezeichnet hat. Dieselben sind fest und spröde, von glattem flachmuschligen Bruch; auf den ersten Blick erscheinen sie fast homogen, sind jedoch noch so fein porös, dass sie an der Zunge haften und Feuchtigkeit aufsaugen. Manche Stücke haben das Ansehen eines dichten Thones. In einer dunkel- bis hellgrauen Grundmasse sind kleine Glaukonitkörnchen und feine Glimmerblättchen eingebettet. Die Glaukonitkörnchen sind nach Grösse und Dichtigkeit ihres Auftretens sehr verschieden. Bald sind sie kaum mit der Lupe sichtbar und treten nur in der Verwitterungsrinde mit Deutlichkeit hervor, bald erscheinen sie in grosser Anzahl und dicht an einander lagernd; dass Gestein behält in Folge dessen entweder die graue Farbe der Grundmasse bei, oder es wird dunkelgrün bis schwarz. Die Glimmerblättchen variiren ebenfalls in ihren Mengenverhältnissen, sind jedoch meist sehr klein und nicht sehr zahlreich.

Mit Salzsäure betupft braust der „todte Kalk" wenig auf und zerfällt auch nicht beim Behandeln und Kochen mit dieser Säure. Jedoch finden sich an jedem grösseren Handstück Stellen, die etwas stärker reagiren. Dasjenige, was dem Gestein die Festigkeit giebt, ist ein kieseliges Bindemittel, wie aus einer Analyse hervorgeht, die JENTZSCH [1]) veröffentlicht hat. Sie ergab

| | |
|---|---|
| $SiO_2$ . . . . | 77,78 |
| $Al_2O_3$ . . . . | 0,42 |
| $Fe_2O_3$ . . . . | 1,01 |
| $CaO$ . . . . | 8,40 |
| $K_2O$ . . . . | Spur |
| $CO_2$ . . . . | 4,96 |
| $H_2SO_4$ . . . | 0,75 |
| Organ. Subst. . | 3,75 |
| $H_2O$ . . . . | 2,44 |
| $H_3PO_4$, $Mg_2O$ . | Spur |
| | 99,51 |

Ueber Dreiviertel der ganzen Masse besteht aus Kieselsäure und nur 4,96 pCt. Kohlensäure sind darin vorhanden;

[1]) Festschrift d. physik.-ökon. Ges. zu Königsberg 1879.

zum Vergleich führe ich an, dass Kreidefeuerstein 98 pCt. Kieselsäure und keine Spur von Kohlensäure enthält.

Die „harte Kreide“ kommt im Diluvium in kleinen, meist eckigen Stücken und grossen Blöcken bis zu mehreren Quadratdecimetern Inhalt vor. Jedoch bestehen dieselben nicht durch die ganze Masse hindurch aus demselben Material. Sie sind vielmehr fast stets von einer mehr oder minder starken Verwitterungsrinde umgeben, die sowohl an dem Ursprungsgebiet der Geschiebe, als auch durch die in den Diluvialschichten circulirenden Wässer und chemischen Agentien sich gebildet haben mag. Die Verwitterungsrinde sticht durch ihre hellere Farbe, die bis weiss werden kann, gegen den dunkleren Kern scharf ab. Sie besitzt eine geringere Härte. Oft ist sie gelb bis hellbraun gefärbt. Die Glaukonitkörnchen und Glimmerschüppchen sind in ihr deutlich sichtbar. Die Rinde reagirt stärker gegen Salzsäure und wird also mehr Kohlensäure enthalten.

Oft finden sich die heller gefärbten Partieen an den Blökken nicht als Rinde, sondern sie durchsetzen gangartig und als regelmässig begrenzte Flecke das Innere und sind dann meist durch Farbenschattirungen mit den umliegenden Theilen verbunden; auch erscheinen diese Stellen nicht homogen, sondern etwas körnig. Dieses Aussehen lässt sich nicht durch Verwitterung erklären; vielmehr ist man, da diese Partieen gegen Salzsäure stärker reagiren, zu der Annahme gezwungen, dass das amorphe dunklere, kieselige Bindemittel etwas zurückgetreten ist, dass die einzelnen Quarzpartikelchen nicht so stark verkittet sind und dass statt der Kieselsäure irgend eine kohlensaure Verbindung eingetreten ist.

Auf demselben Wege leiten sich aus dem fast homogenen festen Gestein die Varietäten ab, welche einen mehr rauhen, unregelmässigen Bruch besitzen. Sie führen durch immer stärkeres Hervortreten der Sandkörnchen zu einem sandigen glaukonitischen Kreidemergel, der sogar locker und zerreiblich werden kann. Auch hier sind viele Uebergänge von dem glaukonitreichen zu dem glaukonitarmen; ja man findet sogar Stücke, in denen man Glaukonit vergebens sucht.

Auf der anderen Seite bilden sich dadurch, dass das kieselige Bindemittel körnig wird, Gesteine, die man als Glaukonitsandstein bezeichnen kann. Die Quarzkörnchen sind rund und verrathen sich durch ihren Glanz; sie werden jedoch nur bis 1 mm gross.

In den eben beschriebenen Gesteinen habe ich *Belemnitella mucronata* gefunden; ausserdem existiren noch mehrere davon abweichende, die ich jedoch nicht mit Sicherheit hier einordnen kann.

Geschiebe, welche der Mukronatenzone angehören, sind im preussischen Diluvium ausserordentlich zahlreich; ja sie sind sogar als die gemeinsten aller Diluvialgeschiebe sedimentären Ursprungs zu betrachten. Das Verbreitungsgebiet deckt sich ungefähr mit den Grenzen der Provinzen. Es wird jedenfalls nach Osten und Süden darüber hinausgehen; jedoch fehlen mir, um dies zu constatiren, die nöthigen Beobachtungen. Nach Westen hin erstrecken sich diese Geschiebe bis zur Elbe, treten jedoch dort sehr selten auf, wenn ich die von Roemer [1]) und Dames [2]) beschriebenen festen Kreidemergel hierher rechne. Das Centrum der Verbreitung ist jedoch in Preussen zu suchen, da hier bei Pr. Eylau, Darkehmen, Tilsit, Pr. Holland und im Weichselthale grosse Anhäufungen gefunden sind.

Petrefacten treten durchaus nicht sehr zahlreich auf; man kann eine Menge von Blöcken zerschlagen, ohne etwas anderes als *Belemnitella mucronata* darin zu finden.

Zu nennen sind:

Saurier - Knochen
Fischzähne und -Schuppen
*Scalpellum solidulum* Steenstr.
*Belemnitella mucronata* Schloth.
*Ammonites* sp.
*Baculites vertebralis* Lam.
*Nautilus* sp. I.
„ sp. II.
*Rostellaria* sp.
*Ostrea hippopodium* Nilss.
*Alectryonia sulcata* Blumb.
*Gryphaea vesicularis* Lam.
*Exogyra lateralis* Nilss.
„ sp.
*Anomia subtruncata* d'Orb.
*Spondylus latus* Sow.
*Lima Hoperi* Mant.
„ *prussica* n. sp.
„ *semisulcata* Nilss.
*Pecten septemplicatus* Nilss.
„ *Faujasii* Dfr.
„ cf. *miscellus* Münst.
„ *cretosus* Dfr.
„ *cretosus* Dfr. var. *nitida* Sow.
„ *undulatus* Nilss.
„ *mediocostatus* n. sp.

---

[1]) Diese Zeitschrift Bd. XIV. 1862. pag. 629.
[2]) Berendt u. Dames, Geogn. Beschr. Berlins pag. 89.

*Pecten cretaceus* NYST.
„ *Baueri* n. sp.
„ *membranaceus* NILSS.
„ *virgatus* NILSS.
„ sp.
*Vola quinquecostata* SOW.
*Avicula tenuicostata* RŒM.
*Inoceramus Cripsii* MANT.
*Cardium* cf. *bipartitum* D'ORB.
*Nucula producta* NILSS.
*Cyprina Ligeriensis* D'ORB.
*Cytherea plana* SOW.
*Lucina* cf. *fallax* FORBES
*Corbula caudata* NILSS.
*Cucullaea* sp.
*Crassatella* sp.
*Cidaris* sp.
*Terebratula carnea* SOW.
*Terebratulina chrysalis* SCHLOTH.
„ *gracilis* SCHLOTH.
*Coelenteratorum* sp.
*Spongozoorum* spp.
*Cristellaria* spp.
*Frondicularia* spp.
*Nodosaria* spp.

*Belemnitella mucronata* SCHLOTH. giebt uns das Niveau der Geschiebe als das obere Senon und zwar speciell dasjenige an, welches als Mucronatenkreide im südlichen Schweden, mittleren Russland, in Galizien, Polen und Volhynien, auf Rügen und Seeland, in Hannover, Westfalen, Frankreich und England entwickelt ist. In Westfalen ist diese Zone am besten studirt und eine Gliederung derselben nach palaeontologischen Principien vorgenommen.

Eine Aequivalenz der Geschiebe mit einer der beiden von SCHLÜTER angegebenen Zonen der dortigen Mucronatenkreide nachzuweisen, ist vor der Hand unmöglich. Auch hat eine solche Uebertragung einer für ein bestimmtes Gebiet sehr wohl passenden Gliederung auf ein davon entfernt liegendes Terrain immer etwas missliches. Es ist viel wahrscheinlicher, dass in der relativ jungen Erdperiode der Mucronatenkreide eine nach den einzelnen Territorien verschiedenartige Aufeinanderfolge der Faunen geherrscht habe und daher kein Grund einzusehen, weshalb die Schichten, aus denen unsere Geschiebe stammen, palaeontologisch ebenso charakterisirt gewesen sein sollen, wie die westfälische Mucronatenkreide.

f. Feuerstein als Geschiebe des Diluvium ist relativ selten. Am häufigsten ist die dunkelschwarze Varietät, während eine hellbräunliche und eine gelbbraune an Bedeutung sehr zurücktreten. Von bestimmbaren Versteinerungen, die in Feuerstein verwandelt waren, kann ich nur *Ananchytes ovatus* nennen.

Das Verbreitungsgebiet deckt sich mit den Grenzen der Provinzen; jedoch ist zu constatiren, dass Feuersteingeschiebe an der östlichen Grenze bedeutend häufiger sind, nach Westen zu seltener werden und im Weichselthal dann wieder zahlreicher auftreten.

---

Zur Uebersicht stelle ich die senonen Kreidegeschiebe Ost- und Westpreussens zusammen:

| | |
|---|---|
| Unter-Senon. | a) Mergeliger Sandstein mit *Inoceramus cardissoides* und *lobatus*.<br>b) Sandstein mit *Inoceramus lobatus*.<br>c) Quarzit mit *Actinocamax quadratus* und *Exogyra laciniata*.<br>d) Lose Versteinerungen mi *Actinocamax subventricosus* und *Exogyra auricularis*. |
| Ober-Senon. | e) Harte Kreide mit *Belemnitella mucronata*.<br>f) Feuersteinknollen mit *Ananchytes ovatus*. |

## B. Palaeontologischer Theil.

Die folgenden Bemerkungen wollen keine genaue Beschreibung der gefundenen Petrefacten geben; sie sollen nur einige Garantie für die Richtigkeit der Bestimmung derjenigen Versteinerungen liefern, die im geologischen Theil angeführt sind. Deshalb ist von einer vollständigen Angabe der Synonyme und der Fundorte abgesehen.

### Vertebrata.

#### *Plesiosaurus* sp.

In einem grossen Geschiebe, das ich nach dem Gesteine zur Zone *Inoceramus cardissoides* (a) rechnen muss, fanden sich mehrere gut erhaltene Wirbel, Schädel- und Extremitäten-Fragmente, welche einem *Plesiosaurus*-artigen Thiere zugehören.

Unvollständigere Saurier-Reste kommen auch in den Geschieben mit *Belemnitella mucronata* (e) vor.

### *Piscium* spp.

Zähne von Selachiern, Schuppen und Wirbel von Teleostiern sind in den Geschieben mit *Inoceramus cardissoides* (a) und *lobatus* (b) und mit *Belemnitella mucronata* (e) beobachtet und gar nicht selten. Namentlich in letzterem Geschiebe finden sich ganze Anhäufungen von Schuppen, welche jedoch so regellos durcheinanderliegen, dass man sie kaum als die Ueberreste eines Fischindividuums, sondern eher als Excremente auffassen kann.

## Crustacea.

### *Scalpellum maximum* Sow.

Darwin, Monogr. foss. Lepad. pag. 36. t. 2. f. 13–17.

Marsson, Mittheilungen aus dem naturwissenschaftl. Verein von Neu-Vorpommern und Rügen, XII. 1880. pag. 6. t. 1. f. 2.

Es liegen mir 2 Carinae, ein rechtes und linkes Carinal-Latus und ein nur von innen sichtbares Tergum vor.

Wenn es auch nicht möglich ist, die vollständige Uebereinstimmung der gefundenen Stücke mit den vorhandenen Beschreibungen und Abbildungen zu constatiren, so sind die Unterschiede doch so gering, dass die Aufstellung einer neuen Species bei der grossen Variabilität des *Scalpellum maximum* unzulässig erscheint.

Dies Fossil ist in der oberen Kreide Nord-Europas häufiger. In den Geschieben Preussens kommt es mit *Inoceramus cardissoides* (a) vor.

### *Scalpellum* sp.

Eine ausserordentlich kräftig gebaute, an der Spitze gebogene Carina wurde lose gefunden.

### *Scalpellum solidulum* Steenstrup.

Darwin, Monogr. foss. Lepad. pag. 42. t. 1. f. 8.

Eine Carina, die mit zahlreichen Längslinien geziert ist, passt zu der citirten Abbildung.

Die Art kommt nur im Köpinge-Sandstein Schwedens und in der weissen Kreide Rügens vor. Als Geschiebe gehört sie der Mucronatenzone (e) an.

## Cephalopoda.

### *Ammonites* sp.

Ein Bruchstück der Windung eines Ammoniten mit breiter, gerundeter Convex-Seite, ist bei Langenau in Westpreussen im „todten Kalk“ (e) gefunden.

*Baculites anceps* Lam.

d'Orbigny, Pal. fr. terr. crét. I. pag. 565. t. 139. f. 1—7.
Schlüter, Palaeontogr. XXIV. pag. 145. t. 40. f. 2.

Ein grösseres Bruchstück mit scharfer Siphonalseite dürfte zu dieser mit Sicherheit nur aus der oberen Mucronatenkreide bekannten Species gehören. Mit vielen Exemplaren von *Inoceramus Cripsii* in einem Sandsteinblock (b) gefunden.

*Baculites vertebralis* Lam.

Schlüter, Palaeontogr. XXIV. pag. 143 t. 39. f. 11—13, t. 40. f. 4, 5, 8.

Die gut erhaltenen Nahtlinien gestatten eine Identificirung eines kurzen Fragments mit dieser Species.

Das Gestein gehört den Geschieben mit *Belemnitella mucronata* (e) an. Mit Sicherheit ist die Art bisher aus dem Maestrichter Kreidetuff bekannt.

*Nautilus* sp. I.

Eine einzelne Kammer eines *Nautilus*, der eine sehr scharfe Convex-Seite besessen haben muss, liegt, in „todten Kalk“ (e) verwandelt, vor.

*Nautilus* sp. II.

Zwei verdrückte Stücke, die aber auch leider unbestimmbar sind, wurden in Mucronatengeschieben (e) gefunden. Sie sind wahrscheinlich zu einer Species zu rechnen, jedoch von dem vorher genannten *Nautilus* unterschieden, da sie eine gerundete Convex-Seite besitzen.

*Actinocamax quadratus* Blainv.

Schlüter, Palaeontogr. XXIV. pag. 197. t. 54. f. 1—13, t. 53. f. 20—25.

In Geschieben mit *Inoceramus cardissoides* (a) sind von mir 4 Belemnitenreste gefunden. Sie haben kleinen Individuen angehört; an einem der Bruchstücke war die Alveole fast $^{1}/_{3}$ der ganzen Länge tief. Da kleine Individuen des *Actinocamax quadratus* ebenfalls häufig eine tiefe Alveole besitzen, so kann die Wahl nur zwischen dieser Species und *Belemnitella mucronata* sein. Davon, dass die Oberfläche mit zahlreichen granulis bedeckt ist oder dass die Alveolaröffnung nach oben zu viereckig wird, konnte ich mich jedoch nicht überzeugen; weshalb ich die Zugehörigkeit der Stücke zu *Actinocamax quadratus* nicht auszusprechen wage. Ebensowenig kann ich mich jedoch für *Belemnitella mucronata* entscheiden, da dieses Fossil wohl kaum mit *Inoc. cardissoides* zusammen vorkommen dürfte.

Dames, diese Zeitschrift Bd. XXX. pag. 685, hat in einem Quarzitgeschiebe (c) Abdrücke eines Belemniten gefunden, den

er mit Vorbehalt für *Actinocamax quadratus* hält. Ein gleiches Geschiebe mit gleicher Erhaltung liegt mir vor; für die zweifellose Identität mit obiger Species kann auch ich mich nicht entscheiden.

*Actinocamax subventricosus* Wahlenb.

Nicht sehr häufig finden sich im Diluvium Ost- und Westpreussens lose, aber meistens vorzüglich erhaltene Exemplare dieser Species.

Die Beschreibung Schlüter's, Palaeontogr. XXIV. p. 195. t. 53. f. 1—9, vermag ich nichts hinzuzufügen. *Actinocamax subventricosus* Wahlenb. ist mit Sicherheit nur im „Trümmerkalk" des südlichen Schwedens und in Brandenburg[1]), Preussen, Russland[2]) (Gouv. Kowno) als Geschiebe gefunden. Alle übrigen angegebenen Fundorte sind bis jetzt zweifelhaft.

*Belemnitella mucronata* Schloth.

Schlüter, Palaeontogr. XXIV. 1875—1876. pag. 200. t. 55. f. 1, 2.

Dieses Fossil des Ober-Senon kommt im „todten Kalk" (c) ziemlich häufig vor. Weit häufiger, zuweilen sogar nesterweise, wird es lose im Diluvium beobachtet.

In der schwedischen Kreide charakterisirt *Belemnitella mucronata* den Köpinge-Sandstein und wird zuweilen[3]) im Verein mit *Actinocamax subventricosus* auch im Trümmerkalk gefunden.

**Gastropoda.**

*Rostellaria* sp.

Nur ein Steinkern liegt vor. Die letzte Windung erweitert sich sehr stark; das Gehäuse läuft nach unten in eine Spitze aus. Die Ränder der Mündung haben sich jedenfalls nach den jüngeren Windungen herauf erstreckt. Ausserdem lässt sich erkennen, dass die Schale quergerippt gewesen ist.

*Rostellaria* sp. gehört den Geschieben mit *Belemnitella mucronata* (e) an.

*Natica canaliculata* Sow.

Dames giebt diese Species aus einem glaukonitischen Sandstein mit *Inoceramus cardissoides* und *lobatus* (a?) an.

---

[1]) Klöden, Verstein. der Mark Brandenburg pag 140. — Berendt und Dames, Geogn. Beschr. von Berlin pag 89.

[2]) Grewingk, Dorp. Archiv V. pag. 234.

[3]) Lundgren, Öfversigt af Kongl. Akad. Handl. 1876. No. 10. — Schlüter, im Jahrb. f. Mineral. etc. 1870. pag. 930. — de Geer, Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar Bd. V. pag. 395.

*Natica canaliculata* Sow. besitzt nach Geinitz, Palaeontogr. XX. 1. pag. 244, eine grosse verticale Verbreitung. Im Senon erscheint sie jedoch auf die unteren Etagen beschränkt.

*Avellana* sp.

Dieses Gastropod wird ebenfalls von Dames in den Geschieben mit *Inoceramus cardissoides* (a?) aufgeführt.

**Pelecypoda.**

*Ostrea hippodium* Nilss.

*Ostrea biauriculata* Lam., d'Orb. III. pag. 719. t. 476.
*Ostrea hippopodium* Gein., Palaeontogr. XX. 1. pag. 177. t. 39. f. 12 — 27, t. 40. f. 1 - 3; XX. 2. t. 8. f. 5—7.

Einige Exemplare aus den Geschieben mit *Belemnitella mucronata* liegen vor.

*Ostrea hippopodium* kommt vom Cenoman bis in's Senon hin vor. Aus Schweden ist sie aus dem Sand- und dem Trümmerkalk bekannt.

*Gryphaea vesicularis* Lam.

Nilsson, Ptrfc. Suec. pag. 29. t. VII. t. 3 - 5, t. VIII. f. 5, 6.

Dieses auf das Senon beschränkte Petrefact kommt in den Geschieben sehr zahlreich vor. In dem Unter-Senon, dem mergeligen Sandstein mit *Inoceramus cardissoides* (a) und dem Sandstein mit *Inoceramus lobatus* (b) ist sie dünnschalig und klein; die mit *Belemnitella mucronata* vergesellschafteten sind in Grösse und Form sehr verschieden. Schmale und langgestreckte, breite und geflügelte Varietäten finden sich.

*Exogyra laciniata* Nilss.

Dames giebt das Fossil aus dem Quarzitgeschiebe mit *Actinocamax quadratus* an.

*Exogyra laciniata* ist besonders im Unter-Senon verbreitet, geht jedoch auch in die oberen Etagen hinauf.

*Exogyra conica* Sow.

Mehrere mir vorliegende Exemplare von *Exogyra* stimmen vorzüglich mit der Beschreibung und Abbildung, die Goldfuss, Petref. Germ. II. pag. 37. t. 87. f. 4, von *Exogyra subcarinata* Münst. giebt. Ihre Identität mit *Exogyra conica* Sow. wird allgemein angenommen. Die Art unterscheidet sich durch ihre mehr runde, gedrungene Form, den fast in der Mitte der Schale liegenden Kiel und den nicht hervortretenden Wirbel von *Exogyra cornu arietis* aus Schonen. Sie steht in der äusseren Form der *Exogyra columba* Lam. nahe.

*Exogyra conica* ist für das obere Cenoman kennzeichnend. Trotzdem kann ich an meiner Bestimmung nicht zweifeln.

Dies Petrefact ist mir aus den Geschieben mit *Inoceramus cardissoides* (a) bekannt. Drei lose Exemplare, die also wohl mit *Actinocamax subventricosus* zusammengehören, sind ebenfalls gefunden. Die Möglichkeit ist allerdings vorhanden, dass diese dem Cenoman angehören, da auch echte cenomane Serpulen lose als Geschiebe vorhanden sind.

### *Exogyra haliotoidea* Sow.
### Taf. XV. Fig. 5.

GOLDFUSS, Petref. Germ. II. pag. 38. t. 88. f. 1.
GEINITZ, Palaeontogr. XX. 1. pag. 184. t. 41. f. 1—13.

Diese länglich-ovale, durch ihren in die Schale eingewachsenen, spiralig aufgerollten Wirbel charakterisirte Art unterscheidet sich von *Exogyra auricularis* WAHLENB. durch den geringeren Umfang der Spirale. Um beide zu vergleichen, gebe ich Abbildungen von den Oberschalen der Species.

Obwohl *Exogyra haliotoidea* Sow. als charakteristisch für das Cenoman angegeben wird, muss ich meine Bestimmung nach den oben citirten Autoren doch für richtig halten. Hier gilt dasselbe, was ich ich unter *Exogyra conica* Sow. gesagt; die Zugehörigkeit zu den cenomanen Geschieben ist mir zweifelhaft, da bis jetzt noch keine *Exogyra haliotoidea* aus Geschieben, die sich durch andere Petrefacten als Cenoman erweisen, bekannt ist.

### *Exogyra auricularis* WAHLENB. sp.
### Taf. XV. Fig. 4.

*Ostracites auricularis* WAHLENB., Petref. Suec. pag. 58.
*Chama haliotoidea* NILSS., Petref. Suec. pag. 28. t. 8. f. 3.
*Exogyra auricularis* GOLDF., Petref. Germ. II. pag. 39. t. 88. f. 2, 3.
— *planospirites* GOLDF., Petref. Germ. II. pag. 39. t. 88. f. 3.
— — GREWINGK, Dorp. Arch. V. 2. pag. 228. t. 2. f. 8.
— *auricularis* SCHLÜT., im Jahrb. f. Miner. etc. 1870. pag. 938.

*Exogyra auricularis* WAHLENB. sp. ist neben *Actinocamax subventricosus* die verbreitetste Versteinerung der schwedischen Trümmerkalke. Was GOLDFUSS und GREWINGK für das charakteristische Merkmal ihrer *Exogyra planospirites* halten, beruht nur auf dem eigenthümlichen Erhaltungszustande der Schalen, da dergleichen feine Oberflächensculpturen auch bei anderen Arten zuweilen beobachtet sind. — Im Kreidemergel von Russland, dem Kreidetuff von Maestricht und in der weissen Kreide Belgiens ist *Exogyra auricularis* gefunden; als Geschiebe ist sie mir ohne anhängendes Gestein, mit lockerem Glaukonitsand gefüllt, bekannt.

*Exogyra lateralis* Nilss.

Geinitz, Palaeontogr. XX. 1. t. 41. f. 28—35, XX. 2. t. 8. f. 15–17.

Nur einmal ist diese durch die concentrischen Wülste der oberen Klappe charakterisirte Art bei Königsberg mit anhaftendem Gestein (Geschiebe mit *Belemnitella mucronata* (e)) gefunden. Rechte und linke Klappe waren daran erhalten. Einige lose gefundene obere Klappen dürften mit *Actinocamax subventricosus* (d) zusammengehören.

*Exogyra lateralis* soll nach d'Orbigny und Geinitz vom Gault (terrain albien) bis in das oberste Senon (terrain danien) gehen. Jedenfalls ist sie im Senon nicht selten und auch aus dem Köpinge-Sandstein Schwedens bekannt.

*Exogyra* sp.

Die einzige im „todten Kalk" (a) gefundene *Exogyra* ist nur ein Steinkern, der sich durch die stark hervortretende Einrollung des Wirbels und schiefovale Form auszeichnet. Ich führe diese Versteinerung hier an, weil sie bis auf die vorher genannte Species die einzige *Exogyra* der Mucronatengeschiebe ist.

*Alectryonia sulcata* Blumb. sp.

Goldfuss, Petref. Germ. II. pag. 13. t. 1. f. 3.

Die von mir untersuchten Exemplare zeigen alle Variationen, die von verschiedenen Autoren als verschiedene Arten aufgeführt werden. Mit Geinitz, Palaeontogr. XX. 2. pag. 29 und Brauns, Zeitschr. für die gesammten Naturw. Bd. 46. pag. 393 rechne ich hierher alles, was als *Ostrea sulcata* Blumb., *semiplana* Sow., *flabelliformis* Nilss. und *plicata* Nilss. beschrieben ist. Die specielleren Synonyme sind bei obigen Autoren einzusehen.

*Ostrea sulcata* Blumb. geht durch das ganze Senon und ist auch räumlich sehr weit verbreitet. — In den Geschieben mit *Inoceramus cardissoides* (a) finden sich einige sehr kleine Schalen, die der von Nilsson als *Ostrea flabelliformis* beschriebenen Form entsprechen; mehrere grössere Exemplare der typischen Varietät sind hier ebenfalls und ziemlich zahlreich vertreten. In Geschieben mit *Belemnitella mucronata* (e) sind nur vereinzelte Individuen derart gefunden.

*Alectryonia frons* Park.

Das mir vorliegende Exemplar stimmt vorzüglich mit dem von Nilsson als *Ostrea diluviana* beschriebenen und abgebildeten überein. Die Zugehörigkeit derselben zu obiger Species steht ausser Zweifel, nachdem durch d'Orbigny, Pal. fr. terr.

crét. III. pag. 733 und GEINITZ, Palaeontogr. XX. 2. pag. 30 die Beziehungen von *Alectryonia frons* zu *A. carinata* und *diluviana* klar gelegt sind.

*Alectryonia frons* PARK. charakterisirt die senonen Schichten Englands und Frankreichs; sie findet sich ausserdem in dem Trümmer- und Sandkalk Schonens und dem Kreidetuff von Maestricht. Als Geschiebe rechne ich sie in eine Zone mit *Actinocamax subventricosus*.

### *Alectryonia larva* LAM.

GOLDFUSS, Petref. Germ. II. pag. 10. t. 75. f. 1.
D'ORBIGNY, Pal. fr. terr. crét. III. pag. 740. t. 486. f. 4—8.

Die durch die flache, glatte Oberfläche ausgezeichnete Art liegt nur in einem Exemplar ohne Gestein vor. In Frankreich ist sie für die untersenonen Schichten des bassin pyrénéen charakteristisch. GOLDFUSS giebt sie auch aus dem Kreidetuff des Petersberges bei Maestricht an.

### *Spondylus latus* SOW.

Mehrere Abdrücke und zum Theil noch erhaltene Schalen weisen auf diese Species hin; und zwar entsprechen die gefundenen Stücke der Form, die von GOLDFUSS, Petref. Germ. II. pag. 97. t. 106. f. 3. als *Spondylus lineatus* beschrieben ist. GEINITZ, Palaeontogr. XX. 1. pag. 187. hat mit *Spondylus latus* SOW. *Dianchora obliqua* MANT. und *Spondylus lineatus* GOLDF. vereinigt, da die Unterschiede nur in geringen Abweichungen in der allgemeinen Form und den Rippen besteht, welche bei manchen *Spondylus*-Arten grosser Variabilität unterworfen sind.

GOLDFUSS giebt für *Spondylus lineatus* als Fundort die weisse Kreide von Lewes und Kent in Sussex, sowie Aachen an. Sonst ist *Spondylus latus* nur in tieferen Schichten gefunden. Als Geschiebe Ost- und Westpreussens gehört er der Mucronatenzone (e) an.

### *Spondylus* sp.

Drei lose Bruchstücke weisen auf eine Species hin, welche dem *Spondylus spinosus* nahe steht, sich von ihm aber durch die geringere Anzahl der Rippen unterscheidet. Dieser *Spondylus* dürfte mit *Actinocamax subventricosus* zusammengehören.

### *Anomia splendens* n. sp.
### Taf. XVI. Fig. 3.

In grosser Menge findet sich eine *Anomia* in Geschieben zusammen mit *Inoceramus cardissoides* (a). Dieselbe vermag ich keiner der bekannten Species beizuordnen.

Die Schale ist in ihrer Form sehr constant, meistens voll-

kommen rund und nur in der Schlosslinie gerade abgestumpft. Die Wölbung ist verschieden stark, jedoch meistens unbedeutend; ihr höchster Punkt liegt stets zwischen dem unteren Rand und dem Wirbel, der nur sehr wenig von der Schlosslinie entfernt liegt. Die Oberfläche ist glänzend glatt; nur mit Mühe und an wenigen Exemplaren kann man eine feine concentrische Streifung erkennen.

Die Species hat Verwandtschaft mit *Anomia papyracea* d'Orb., Pal. fr. terr. crét. III. pag. 755. Pl. 489. f. 7—10, aus dem unteren Turon Frankreichs; dieselbe hat jedoch constant eine etwas verlängerte Gestalt und einen Wirbel, der entfernt von der Schlosslinie liegt.

Ausserdem kann nur noch *Anomia subtruncata* d'Orb. (Geinitz, Palaeontogr. XX. 2. pag. 30. t. 8. f. 22, 23) in Betracht kommen. Die concentrischen Linien gruppiren sich hier zu wulstigen Anwachsstreifen; ausserdem ist die Art durch feine radiäre Linien ausgezeichnet, welche bei alten Exemplaren sogar auf dem Steinkern sichtbar sein sollen. Dergleichen Sculptur habe ich bei *Anomia splendens* nicht bemerkt, so viele Exemplare ich auch darauf hin untersuchte.

### *Anomia subtruncata* d'Orb.

Geinitz, Palaeontogr. XX. 2. pag. 30. t. 8. f. 23.

Die Art ist ausgezeichnet durch die runde, am Schlossrande abgestutzte Form und die über die Oberfläche verlaufenden Radiallinien. Ein Exemplar im „todten Kalk“ (e) zeigt diese Merkmale vollständig.

*Anomia subtruncata* ist aus dem Turon und Senon Sachsens und Böhmens bekannt.

### *Lima semisulcata* Nilss.

*Plagiostoma semisulcatum* Nilss., Petref. Suec. pag. 25. t. 9. f. 3.

Diese an ihrer zierlichen Oberflächensculptur auch in kleinen Bruchstücken und Abdrücken leicht kenntliche Art ist in den Geschieben mit *Belemnitella mucronata* (e) ziemlich häufig.

*Lima semisulcata* ist in der Quadraten- und Mucronatenkreide weit verbreitet. In Schweden ist sie aus dem Trümmer- und Sandkalk bekannt.

### *Lima Hoperi* Mant.

Mehrere Schalen liegen vor, die in ihrer Oberflächensculptur etwas schwanken. Entweder ist die ganze Oberfläche punktirt oder die Mitte nur schwach, oder es beschränkt sich gar die Punktirung auf die Vorder- und Hinterseite. Jedoch treten die radialen Punktreihen dort stets schärfer hervor als

in der Mitte. Besonders hinten sind die Punkte zuweilen in concentrische Reihen gesetzt, so dass die Schale dem unbewaffneten Auge eine undulirende concentrische Streifung darbietet.

Eines der vorliegenden Exemplare entspricht vollkommen dem von Nilsson, Petref. Suec. pag. 24. t. 9. f. 1, aus den Trümmerkalken von Balsberg in Schonen als *Plagiostoma punctatum* abgebildeten, welches Roemer, Kreidegeb. pag. 57, als *Lima Nilssoni* aufführt, da es mit *Lima punctata* Sow. Nichts zu thun hat. *Lima Nilssoni* Roem. wird von Geinitz, Palaeont. XX. 2. t. 9. f. 11, 12, zu *Lima Hoperi* gezogen. Ich glaube, dass er dies ebenso gerechtfertigt gethan hat, wie er unberechtigter Weise *Lima Hoperi* Sow. wegen geringen Unterschiedes in der Schalensculptur von der Mantell'schen Species getrennt und als *Lima Sowerbyi* aufgestellt hat.

Die Art ist im ganzen Senon verbreitet, doch im Ganzen für die oberen Etagen sehr bezeichnend. In Preussen ist sie von mir in den Geschieben mit *Belemnitella mucronata* (e) mehrfach beobachtet.

### *Lima prussica* n. sp.
### Taf. XV. Fig. 2.

Die Form der stark gewölbten Schale ist queroval oder fast vierseitig; der Schlosskantenwinkel beträgt 100°. Die vordere Schlosskante ist gerade und begrenzt scharf das vertiefte Höfchen; sie ist doppelt so lang als die hintere, welche fast halbkreisförmig in den unteren Schalenrand übergeht. Dieser beschreibt einen nach vorn stark ausgezogenen Halbkreis. Die Schalenoberfläche ist im Allgemeinen glatt; stärkere und schwächere Anwachsstreifen wechseln mit einander ab. Von den Ohren war Nichts sichtbar zu machen.

Von *Lima Haidingeri* Zittel, Denkschr. d. Wiener Akad. XXV. 1876. pag. 104. t. 14. f. 5a—e, ist *Lima prussica* nur durch die grössere Wölbung und die mehr vierseitige Form der Schale zu unterscheiden. Sonst wüsste ich diese neue Species keiner bisher bekannten anzureihen.

Ein Exemplar wurde in den Mucronatengeschieben (e), ein anderes in dem Sandstein mit *Inoceramus lobatus* (b) gefunden.

### *Pecten septemplicatus* Nilss.

Nilsson, Petref. Suec. pag. 20. t. 10. f. 8A u. B.

Der Steinkern einer rechten Klappe liegt vor, welche, nach ihrer Faltung zu urtheilen, zu dieser Species gehört. Die Ohren sind concentrisch gestreift, das vordere hat an der Basis einen tiefen Ausschnitt.

In Schweden ist *Pecten septemplicatus* nur aus den Trümmer-

kalken bekannt; sonst kommt er noch im baltischen Cenoman und in den Gosau-Bildungen vor.

### *Pecten* cf. *miscellus* Münst.

Goldfuss, Petref. Germ. II. pag. 51. t. 91. f. 8.

Zahlreiche aber stets unvollständige Exemplare eines *Pecten*, der auf diese Species hinweist, sind in einem Geschiebe mit *Inoceramus cardissoides* (a) gefunden. In Bezug auf die allgemeine Gestalt der Schale und die Form der Ohren stimmen sie mit der Goldfuss'schen Beschreibung und Abbildung überein; jedoch ist die Anzahl der Rippen eine geringere, weshalb ich meine Bestimmung nicht für sicher halte.

Mit Sicherheit ist *Pecten miscellus* nur aus der Mucronatenkreide von Haldem in Westfalen bekannt.

### *Pecten* sp.

Unter den zahlreichen in den Mucronatengeschieben (e) beobachteten *Pecten*-Arten fällt ein Steinkern einer rechten Klappe durch seine ungleichseitige schiefe Form sofort in die Augen. Zahlreiche vom Wirbel ausstrahlende dachartige Radien zieren die Oberfläche. Das vordere Ohr hat längs seiner Basis eine innere Rinne und am Rande derselben einen Ausschnitt, zur Aufnahme des Byssus bestimmt.

### *Pecten Faujasii* Dfr.

Goldfuss, Petref. Germ. II. pag. 57. t. 93. f. 7.

Diese Art ist leicht an den dreitheiligen schuppigen Rippen auch in Bruchstücken kenntlich. In den Geschieben mit *Belemnitella mucronata* (e) ist sie selten gefunden.

*Pecten Faujasii* ist aus dem oberen Kreidemergel des Sudmerberges bei Goslar und dem Kreidetuff von Maestricht bekannt. Geinitz, Quadersandst. pag. 183, giebt auch Karlshamn und Mörby in Schweden als Fundorte an.

### *Pecten cretosus* Dfr.

d'Orbigny, Pal. fr. terr. crét. III. pag. 617. t. 440. f. 1, 3—7.

Der Charakter der Species besteht in der regelmässigen Abwechselung kleiner und grösserer Radien, die durch concentrische Anwachsstreifen ein gekörneltes Aussehen annehmen. Einige der mir vorliegenden Schalen tragen diesen Charakter sehr deutlich; jedoch weichen andere von dem Typus ab, indem die Radialrippen nicht die bestimmte Ordnung einhalten, sondern ohne Gesetzmässigkeit bald stärker bald schwächer werden. Ausserdem glätten sich die Rippen und zeigen eine nur unter der Lupe sichtbare Querstreifung, die auch den Interradien zukommt.

Das Extreme der Variabiliät ist von dem typischen *Pecten cretosus* Dfr, so verschieden. dass ich es als

*Pecten cretosus* Dfr. var. *nitida* Sow.

anführe. Die feinen linienartigen Radialrippen stehen hier etwas weiter von einander entfernt und sind meistens glatt. Allerdings treten auch hier zwischen die einzelnen stärkeren Rippen feinere, doch niemals entsteht die zierliche Sculptur des typischen *Pecten cretosus*. Ueber Radien und Interradien laufen feine concentrische Anwachsstreifen; nur selten werden sie gröber, so dass die Radien ein gekörneltes Aussehen erhalten. Auch habe ich an mehreren Exemplaren der Varietät auf der Randregion der Schale eine zierliche bogige Streifung beobachtet, wie sie *Pecten undulatus* aufweist.

Anfangs war ich zweifelhaft, ob die abweichenden Charaktere der Schalensculptur nicht genügen würden, *Pecten nitidus* Sow. als selbstständige Art anzunehmen. Die vollständige Uebereinstimmung der Ohren mit dem echten *Pecten cretosus* belehrte mich eines Besseren, zumal da ich in Bezug auf die Oberflächensculptur alle Uebergänge fand. Weil aber die abweichende Form bedeutend häufiger als der Typus, sogar nächst *Gryphaea vesicularis* das häufigste Petrefact der Mucronatengeschiebe (e) ist, fühle ich mich berechtigt sie als Variatio aufzuführen und *Pecten nitidus* Sow., Min. Conch. IV. pag. 130. t. 394. f. 1, und *Pecten cretosus* d'Orb., Pal. fr. terr. crét. III. t. 440. f. 2, als Synonym anzugeben.

Dass etwa *Pecten cretosus* Dfr. der linken und *Pecten cretosus* Dfr. var. *nitida* Sow. der rechten Klappe einer Species oder umgekehrt entspräche, ist nicht der Fall, da ich die der Variatio eigenthümliche Oberflächensculptur sowohl an rechten als auch an linken Klappen gesehen habe.

*Pecten cretosus* Dfr. ist aus Ober- und Untersenon bekannt. In Schonen ist er von Nilsson als *Pecten undulatus*, Petref. Suec. t. 9. f. 10, aufgeführt. Unter dem gleichen Namen ist er durch d'Orbigny, Geol. of Russia II. pag. 490. t. 43. f. 8—10, und Grewingk, Dorp. Arch. Bd. V. 2, aus Russland bekannt.

*Pecten undulatus* Nilss.

1827. Nilsson, Petref. Suec. pag. 21. t. 9. f. 10.
1837. Goldfuss, Petref. Germ. II. pag, 50. t. 91. f. 7.
1837. Hisinger, Leth. Suec. pag 51. t. 16. f. 7.
1849. Geinitz, Quadersandst. pag. 182.
1866. Zittel, Denkschr. d. Wiener Akad. XXV. pag. 112.
?1872. Geinitz, Palaeontogr. XX. 2. pag. 35. t. 10. f. 7.

Nach 2 Stücken, die Lundgren aus dem Köpinge-Sandstein Schonens an das mineralogische Institut gesendet und als *Pecten undulatus* Nilss., t. IX. f. 10. bestimmt hat, ist es mir

möglich, in Bezug auf die Sculptur der Oberfläche eine genauere Beschreibung der Originalvorkommnisse zu geben, als es Nilsson gethan hat. Dieselbe stimmt mit der Abbildung, die Goldfuss von einem westfälischen Exemplar gegeben hat, in den Hauptsachen überein.

Die Schale ist mit breiten, flach niedergedrückten Rippen versehen, die nur durch äusserst schmale Furchen getrennt sind; besser würde man die Sculptur beschreiben, wenn man sie als radiär angeordnete vertiefte Linien bezeichnete. Niemals dichotomirt eine Rippe, oder es schiebt sich nie eine feine vertiefte Linie zwischen zwei stärkere ein, sondern die Sculpturelemente gehen vom Wirbel bis zum Rande durch, indem ihre Distanzen allmählich grösser werden. Im Schnittpunkt einer radiären Linie und eines Anwachsstreifens wird die erstere etwas aus ihrem geraden Verlauf abgelenkt.

Das Profil der Oberfläche ist folgendes: durch Abstutzung der vorderen oder hinteren Kante einer flachen Rippe erhält man ; sind sowohl vordere als hintere Kante abgeschrägt, so entsteht folgendes Bild . Diese drei verschiedenen Anordnungen der Rippen finden sich an demselben Individuum, doch scheinen die beiden letzten am Vorder- und Hinterrande am häufigsten zu sein. Die von Goldfuss beobachtete bogige Radiärstreifung des Randes ist an dem mir vorliegenden Exemplare von Köpinge deutlich zu sehen.

Die Beschreibung, welche Nilsson von *Pecten undulatus* giebt, passt nur auf seine Figur t. 9. f. 10; er hält seine t. 10. f. 10 für eine verdrückte Form der ersteren. Goldfuss beschreibt aus dem Grünsand von Westfalen unter *Pecten undulatus* ein Individuum, das vorzüglich mit t. 9. f. 10 und dem soeben aus Köpinge beschriebenen übereinstimmt; es unterliegt also keinem Zweifel, dass Goldfuss's Art mit der von Nilsson wenigstens theilweise identisch ist. Hisinger citirt zu seinem *Pecten undulatus* nur t. 9. f. 10 A—C. Nach Rœmer, Kreidegeb. pag. 52, ist *Pecten undulatus* Nilss. gleich *Pecten undulatus* Goldf., obwohl seine Beschreibung wenig zu der Goldfuss'schen und Nilsson'schen passt. Reuss, Kreid. Böhm. II. pag. 28, und d'Orbigny, Pal. fr. terr. crét. III. pag. 627, nehmen *Pecten undulatus* Nilss. unter die Synoyme von *Pecten cretosus* Dfr. resp. *nitidus* Mant. auf und weisen *Pecten undulatus* Goldf. eine selbstständige Stellung an. d'Orbigny, Geol. of Russia II., beschreibt dann aus der russischen Kreide einen *Pecten undulatus* Nilss., der aber entschieden *Pecten cretosus* Dfr. ist. Zittel spricht sich für die Selbstständigkeit der Goldfuss'schen Art und für die Identität derselben mit dem Nilsson'schen *Pecten undulatus* aus. Grewingk's, Dorp. Arch.

V., *Pecten undulatus* var. ist wohl nichts anderes als *Pecten cretosus* Dfr. Geinitz unterscheidet an den Abbildungen Nilsson's zwischen t. 9. f. 10 und t. 10. f. 10. Erstere ist nach ihm identisch mit *Pecten undulatus* Goldf. und letztere mit *Pecten cretosus* Dfr. Nach Untersuchung des mir vorliegenden Materials aus Köpinge muss ich Geinitz in dieser Trennung und Identificirung beistimmen.

In den Geschieben mit *Belemnitella mucronata* (e) ist *Pecten undulatus* Nilss. nicht sehr häufig. Die Species ist nach der obigen Auseinandersetzung der Synonyma von Ahlten und Haldem in Westfalen und aus dem Köpinge-Sandstein Schwedens gekannt.

*Pecten mediocostatus* n. sp.
Taf. XV. Fig. 3.

Die Schale ist gleichseitig, gerundet und schwach gewölbt. Der Kantenwinkel beträgt 85°. Die Oberfläche ist mit ca. 40 vollständig glatten Rippen geziert, die gerundet sind und zwischen sich ebenso breite oder nur wenig breitere Interradien lassen; an Hinter- und Vorderende bleibt jedoch eine Zone ganz frei von den Radialrippen. Die Interradien und die rippenlosen Theile sind von einer bogigen vertieften Streifung bedeckt, die sehr derjenigen des *Pecten virgatus* ähnelt. Die Ohren sind an Grösse gleich, das eine ist an der Spitze rechtwinklig, das andere erscheint stumpf. Die bogige Streifung setzt sich auf die Ohren fort.

Diese Species steht dem *Pecten Galliennei* d'Orb., Pal. fr. terr. crét. III. pag. 608. t. 436. f. 5—8 und Geinitz, Palaeont. XX. 1. pag. 196. t. 44. f. 6 aus dem Cenoman sehr nahe. Die Rippen desselben sind jedoch nicht so zahlreich und haben hie und da Querschuppen; ausserdem ist das vordere Ohr durch radiale Rippen und das hintere durch concentrische Anwachsstreifen geziert.

Drei unvollständige Exemplare von *Pecten mediocostatus* wurden im „todten Kalk (e) gefunden.

*Pecten cretaceus* Nyst.

*P. corneus* Nilss., Petref. Suec. pag. 23. t. 9. f. 16, t. 10. f. 11.
*P. cretaceus* Nyst, Mém. cour., Bruxelles 1845. pag. 299.
— — Schlüter, Jahrb. f. Min. etc. 1870. pag. 951.

Diese nur aus dem Köpinge-Sandstein Schonens und der Zone des *Ammonites Coesfeldiensis* etc. in Westfalen bekannte Art ist der senone Vertreter des auch im baltischen Cenoman gefundenen *Pecten laminosus*. Wie bei diesem ist die Oberfläche mit feinen concentrischen vertieften Linien geziert. *Pecten cretaceus* unterscheidet sich durch den grösseren Schloss-

kantenwinkel und den kleinen Ausschnitt am vorderen Ohr der rechten Klappe.

In den Geschieben mit *Belemnitella mucronata* (e) ist die Art ziemlich häufig.

*Pecten Baueri* n. sp. Taf. XV. Fig. 1.

Die Schale ist schwach gewölbt, kreisrund und vollkommen gleichseitig. An einem sehr vollständigen Exemplar maass ich die Höhe zu 52 mm und die Breite zu 55 mm. Der Schlosskantenwinkel ist 120°, die Schalenkanten gehen kaum bis zu $\frac{1}{3}$ der Schalenhöhe herab.

Die Schalenoberfläche ist glänzend und glatt, mit nicht sogleich in die Augen fallender Sculptur versehen. Undeutliche, nicht scharf markirte concentrische Streifen werden von noch undeutlicheren radialen gekreuzt. Nur bei einem in bestimmter Richtung auffallenden Lichte und unter stärkerer Vergrösserung bemerkt man ausserdem über die ganze Schalenoberfläche äusserst feine vertiefte Linien verlaufen; sie beginnen zwischen den Schlosskanten und laufen gebogen und dichotomirend so nach dem Schalenrande zu, dass sie stets senkrecht auf den concentrischen Anwachsstreifen stehen.

Die Ohren sind klein und gehen nicht ganz bis zur Hälfte der Schlosskanten herab, die äusseren Ecken sind stumpfwinklig. An der linken Schale sind beide Ohren nicht nur in der Grösse, sondern auch in der Oberflächensculptur gleich, welche aus feinen Anwachsstreifen und senkrecht zu denselben stehenden zierlichen Linien besteht. An der rechten Schale sind beide Ohren gleich gross, unterscheiden sich aber durch die Gestalt und die Oberfläche. Das hintere Ohr gleicht den beiden der linken Schale; der Rand des vorderen hat an seiner Basis einen kleinen Byssusausschnitt und eine sehr stumpfe Ecke. Diesem Rande laufen die Anwachsstreifen parallel; sie werden von feinen vertieften Linien gekreuzt, die von der Mitte des Ohres nach oben und unten divergiren.

An 2 Schalen, welche in der Schalensculptur vollkommen mit den gewöhnlich beobachteten übereinstimmten, war in der Nähe des Wirbels die Schale abgeplatzt; und ich erhielt dadurch einen Abdruck der inneren Schalenfläche; derselbe zeigte deutlich radiale Rippen, von denen auf der äusseren Oberfläche nichts sichtbar war. Wenn die Schalen wirklich zu *Pecten Baueri* gehören, wie man der Sculptur nach annehmen muss, so beweisen diese inneren Rippen die Zugehörigkeit der Art zu dem Subgenus *Amusium*.

*Pecten Baueri* schliesst sich auf das Engste an *Pecten balticus* Dames, diese Zeitschrift Bd. XXVI. 1874. pag. 762, an. Er unterscheidet sich durch die geringere Dicke der Schale, etwas

andere Gestalt der Ohren und die bogigen Linien, welche bei *Pecten balticus* allerdings auch vorhanden, aber nur an gut erhaltenen Exemplaren und in viel schwächerer Ausbildung sichtbar sind. Ebenso charakteristisch wie *Pecten balticus* für das ostbaltische Cenoman, ist *Pecten Baueri* für das Senon derselben Gegend, und zwar für die Geschiebe mit *Belemnitella mucronata* (e).

Der grosse Schlosskantenwinkel liesse wohl an eine Verwandtschaft mit *Pecten Nilssoni* GOLDF. denken, doch trennt beide Arten die verschiedene Ausbildung des Byssusohres sehr scharf; auch die divergirende Furchung der Schalenoberfläche ist bei dieser Art nach ZITTEL, Denkschr. d. Wiener Akad. XXV. 1866. pag. 109, und nach meinen Beobachtungen nie vorhanden.

### *Pecten* sp.

Im Sandstein (b?) findet sich ein hochgewölbter *Pecten* mit glatter Oberfläche; er lässt sich keiner der bekannten Species unterordnen.

### *Pecten membranaceus* NILSS.

ZITTEL, Denkschr. d. Wiener Akad. XXV. 1866. pag. 107. t. 17. f. 3.

Es liegen mehrere Stücke von winzig kleinen Individuen bis zu einem 15 mm hohen vor.

*Pecten membranaceus* soll vom Cenoman bis in das Senon vorkommen. Im nördlichen Deutschland ist er jedoch nur aus senonen Schichten bekannt. In Schweden wurde er im Köpinge-Sandstein gefunden. Als Geschiebe Preussens gehört er mit *Inoceramus cardissoides* (a) und *Belemnitella mucronata* (e) zusammen.

### *Pecten virgatus* NILSS.

NILSSON. Petref. Suec. pag. 22. t. 9. f. 15.
ZITTEL, Denkschr. d Wiener Akad. XXV. pag. 109. t 17. f. 8 a, b.

Eine 40 mm hohe rechte Klappe, bei Königsberg im „todten Kalk“ (e) gefunden, stimmt vollkommen mit der Beschreibung NILSSON's und besonders darin überein, dass sie nicht die Spur einer Punktirung der gebogenen Linie aufweist. Obwohl die Abbildung nur eine geringere Anzahl solcher Linien zeigt, so schliesse ich jedoch aus dem Text „costulae parvae frequentissimae subrugosae“, dass sie in dieser Beziehung ungenau ist. In Bezug auf die Synonymie schliesse ich mich ZITTEL an. Es sind hier noch hinzuzufügen:

1868. *Pecten virgatus* GÜMB., Geogn. Beschr. v. Bayern II. 1. p. 756.
1870. — — F. ROEM., Geol. v. Oberschlesien pag. 333.
1871. — *curvatus* STOLICZKA, Pal. Ind., cret. Fauna III., Pelecyp. pag. 433. t. 31. f. 15, 16.
1871—1872. — — GEIN., Palaeontogr. XX. 1. pag. 193. t. 43. f. 15, XX. 2. pag. 33. t. 10. f. 1.
1876. — — BRAUNS, Zeitschr. f. d. ges. Naturw. Bd 46. pag. 390.

*Pecten virgatus* ist vom Cenoman bis in's Senon verbreitet. Aus Preussen ist er in den Geschieben mit *Inoceramus cardissoides* (a), im Sandstein mit *Inoceramus lobatus* (b) und in der harten Kreide mit *Belemnitella mucronata* (e) bekannt.

### *Vola quinquecostata* Sow.

Nilsson, Petref. Suec. pag. 19. t. 10. f. 7, t. 9. f. 8.

Durch das Vorhandensein von 4 kleinen Rippen zwischen je zwei von den 6 stärker hervortretenden lässt sich diese Art leicht von *Vola quadricostata* Sow. unterscheiden. Ein Zusammenziehen beider Species ist nicht thunlich.

*Vola quinquecostata*, eine für das Cenoman charakteristisch genannte Erscheinung, ist in Schweden aus den Trümmerkalken und dem Sandkalk bekannt. Zittel, Denkschr. der Wiener Akad. XXV. pag. 116, hat sie aus der weissen Kreide von Meudon und Villedieu und aus dem oberen Kreidemergel von Gehrden angegeben. Grewingk, Dorp. Arch. Bd. IV. pag. 230, nennt sie aus dem Feuerstein von Grodno. Als Geschiebe Preussens findet sie sich in der Zone der *Belemnitella mucronata* (e). Die Verbreitung der Art dürfte sich also weit in die obere Kreide hinauf erstrecken.

### *Avicula tenuicostata* Rœm.

*Avicula lineata* Roem., Kreidegeb. pag. 64.
– *tenuicostata* Roem., Kreidegeb. t. 8. f. 15.

Eine linke und mehrere rechte Schalen liegen vor. Die Art ist charakterisirt durch die Radialrippung der Wölbung der linken Schale und durch die kleinere glatte rechte Klappe. Der hintere Flügel ist gross und ausgeschnitten, wodurch sich diese Art von *Avicula seminuda* Dames, diese Zeitschr. XXVI. 1879. pag. 765. t. 21. f. 3, aus dem baltischen Cenoman unterscheidet.

Rœmer giebt als Namen der Art im Text *Avicula lineata*, unter den Abbildungen *tenuicostata*. Ich wähle den letzteren als den bezeichnenderen. Als Fundort giebt Rœmer die untere Kreide am Lindner Berg bei Hannover an. Als Geschiebe kommt sie mit *Belemnitella mucronata* (c) vor.

### *Inoceramus cardissoides* Goldf.
### Taf. XVI. Fig. 1.

Goldfuss, Petref. Germ. II. pag. 112. t. 110. f. 2.
Schlüter, Palaeontogr. XXIV. pag. 274.

Es liegen von mehreren Fundorten Bruchstücke vor, welche eine genaue Bestimmung zulassen.

Der Habitus der Schalen, welche in den Geschieben (a) gefunden sind, stimmt mit den Vorkommnissen, die Schlüter aus dem westfälischen Becken angiebt. Sie tragen mit Deut-

lichkeit den Charakter der Art: den steilen Abfall der Vorderseite und die Radialrippen der Schalenwölbung. Einzelne Stücke lassen auf eine Grösse von mehreren Fuss schliessen. Die concentrischen Rippen sind auch auf der Höhe der Schalenwölbung stets deutlicher als die radialen. Die Hauptrippen treten in der Nähe des Wirbels wenig hervor und sind daselbst bis 4 cm von einander entfernt; die 3 Zwischenrippen theilen diesen Raum in vier gleiche Theile. An einem grossen Exemplar habe ich die Entfernung zweier Zwischenrippen mit 4 cm gemessen; die Hauptrippen waren also 16 cm von einander entfernt, was ungefähr ein Bild von der Grösse dieser Schalen giebt. Durch die radialen erhalten die concentrischen Rippen knotige Anschwellungen, welche in der Nähe des Wirbels rundlich sind, sich aber in grösserer Entfernung von ihm in die Länge ziehen.

Die Individuen aus dem Sandstein (b) gleichen vollkommen den von Goldfuss beschriebenen Vorkommnissen.

Derselbe beschreibt *Inoceramus cardissoides* aus den untersenonen Mergeln des Salzberges bei Quedlinburg. Die westfälischen Individuen, mit denen nach der Beschreibung Schlüter's zu urtheilen die preussischen Vorkommnisse übereinstimmen, sind im Sandmergel von Recklinghausen, der dem tiefsten Senon angehört, gefunden. Schlüter erwähnt ausserdem noch *Inoceramus cardissoides* aus der oberen Etage seines Emscher Mergels. Im mittleren und oberen Senon ist die Art nicht bekannt und daher zur Bestimmung des Niveaus eines Geschiebes (a) sehr geeignet.

*Inoceramus lobatus* Münst.

Goldfuss, Petref. Germ. II. pag. 113. t. 110. f. 3.
Schlüter, Palaeontogr. XXIV. pag. 275. t. 39. f. 1, 2.

Zwei in den Geschieben mit *Inoceramus cardissoides* (a) gefundene Steinkerne lassen sich nur auf diese Species beziehen. Zwischen 2 stärkeren Rippen treten immer 3 bis 4 schwächere auf. Die Vorderseite fällt sehr steil ab, was vielleicht durch Verdrückung entstanden ist. Die Furche der Hinterseite ist nicht sehr stark ausgeprägt. An einem Stück treten radiale Streifen auf der Wölbung der Schale hervor, eine Eigenthümlichkeit, auf welche Goldfuss seine Species *Inoceramus cancellatus*, Petref. Germ. II. pag. 113. t. 110. f. 4, gegründet hat.

Aus dem glaukonitischen Sandsteingeschiebe (b) liegen ebenfalls mehrere Steinkerne vor, die allerdings sehr stark hervortretende concentrische Hauptrippen tragen. Die Kante, welche den hinteren Flügel von der Rückenfurche trennt, ist mehr gerundet und nicht so scharf zugehend, wie es Schlüter abbildet.

*Inoceramus lobatus* MÜNST. ist auf das untere Senon beschränkt.

*Inoceramus Cripsii* MANT.

ZITTEL, Denkschr. d. Wiener Akad. XXV. pag. 95.
SCHLÜTER, Palaeontogr. XXIV. pag. 277.

Zahlreiche Exemplare dieser Species finden sich in einem Sandsteinblock von Workeim bei Heilsberg (b). Mehrere der von ZITTEL unterschiedenen Varietäten lassen sich constatiren. Keine der Formen ist jedoch so stark an der Vorderseite geflügelt, wie es Zittel zeichnet.

1. *Inoceramus Cripsii* MANT. var. *typica* ZITTEL, t. 14. f. 1, 2, enthält die breiten, in die Quere verlängerten, fast rechteckigen Formen. Der Schlossrand und die Kante, in welcher die Wölbung in die Vorderfläche übergeht, bilden einen rechten Winkel. Diese Variatio habe ich in den Geschieben mit *Inoceramus cardissoides* (a), *I. lobatus* (b) und mit *Belemnitella mucronata* (e) gefunden, in letzteren nur einmal.

Die folgenden Varietäten sind mir nur aus dem Sandstein mit *Inoceramus lobatus* (b) bekannt.

2. *Inoceramus Cripsii* MANT. var. *regularis* D'ORB., Pal. fr. terr. crét. III. pag. 515. t. 410, und ZITTEL, t. 14. f. 2 und t. 15. f. 1. Ein Steinkern von fast quadratischer Form mit etwas stärker angedeuteter flügelartiger Vorderseite dürfte hierher gehören.

3. *Inoceramus Cripsii* MANT. var. *decipiens* ZITT. (Taf. XVI. Fig. 2). Die allgemeine Form ist rhombisch; Schlossrand und Rückenkante der Vorderfläche bilden einen spitzen Winkel. Die Schale ist sehr stark gewölbt und fällt nach vorn ziemlich steil ab. Der Steinkern zeigt bei den am besten erhaltenen Exemplaren radiale Streifung, die aber auf den höchsten Theil der Wölbung beschränkt ist. Ein Grund, diese Form von den anderen als Art abzutrennen, ist nicht vorhanden, da die Uebergänge in Bezug auf den Umriss vorhanden sind und ich auch an der typischen Varietät einmal radiale Striemen beobachtet habe.

4. *Inoceramus Cripsii* MANT. var. *impressa* D'ORB. (*Inoceramus impressus* D'ORB., Pal. fr. III. pag. 515. t. 409). Ein Steinkern einer mehr dreiseitigen hochgewölbten Schale ist hinter der Linie, in welcher die Rippen anfangen nach dem Wirbel zurückzutreten, durch eine seichte Furche ausgezeichnet.

*Inoceramus Cripsii* MANT. ist nach SCHLÜTER durch das ganze Senon verbreitet. Aus Schonen ist er von LUNDGREN, Geologiska Föreningen III. pag. 89. t. 5. f. 1, beschrieben worden.

*Pinna* sp.

In einem Sandstein-Geschiebe (b) findet sich eine *Pinna*, die durch einen in der Mitte der Klappen liegenden Kiel und die

sich an demselben nach der Spitze emporziehenden Anwachsstreifen von anderen Species unterschieden ist.

### *Cucullaea* sp.

Ein unbestimmbarer Steinkern im „todten Kalk“ (e) liegt vor.

### *Pectunculus sublaevis* Sow.

Dames giebt dies Fossil für den Glaukonitsandstein mit *Inoceramus lobatus* und *cardissoides* (a) an.

*Pectunculus sublaevis* Sow. scheint auf das Unter-Senon beschränkt zu sein.

### *Nucula producta* Nilss.

Nilsson, Petref. Suec. pag. 16. t. 10. f. 5.

Ein Steinkern stimmt mit der Beschreibung und Abbildung Nilsson's

Die Species findet sich selten im Sandkalk bei Kåseberga in Schonen. Pusch, Geogn. Beschr. v. Polen pag. 377, giebt sie aus der Kreide von Udricza und Geinitz, Charakt. pag. 77. t. 20. f. 26 und Grundr. pag. 420. t. 19. f. 15 aus dem oberen Plänermergel Böhmens an. Als Geschiebe findet sich *Nucula producta* mit *Belemnitella mucronata* (e) zusammen.

### *Crassatella* sp.

Ein unbestimmbarer Steinkern aus den Mucronaten-Geschieben (e) gehört wohl dieser Gattung an.

### *Lucina* cf. *fallax* Forbes.

Forbes, Transact. Geol. Soc. Lond. VII. pag. 143. t. 17. f. 8.
Stoliczka, Cret. Faun. South. Sud. III. pag. 256. t. 13. f. 13, 15–17, t. 14. f. 3–5, 7–8.

Mehrere Steinkerne und Abdrücke scheinen mir nach Form und Oberflächensculptur auf eine der *Lucina fallax* Forbes nahe stehende Species hinzudeuten. Das vorhandene Material lässt mich keinen Unterschied finden; doch scheint es mir kaum zweifelhaft, dass unsere Versteinerung von der im südlichen Indien gefundenen verschieden sein wird.

Sowohl im mergeligen Sandstein mit *Inoceramus cardissoides* (a) als in den Geschieben mit *Belemnitella mucronata* (e) kommen derartige Reste vor.

### *Cardium* cf. *bipartitum* d'Orb.

Ein verdrücktes und daher nicht sicher bestimmbares Individuum im „todten Kalk“ (e) trägt die Merkmale obiger Species.

### *Cyprina Ligeriensis* d'Orb.

d'Orbigny, Pal. fr. terr. crét. III. pag. 103. t. 275.
Geinitz, Palaeontogr. XX. 2. pag. 63.
Hoffmann, Monogr. Verstein. Sewersk. Osteolith. Bd. I. pag. 50. t. 14. f. 3, 4.
Grewingk, Dorp. Arch. Bd. V. 2. pag. 247 u. 250.

Drei Exemplare stimmen mit der Abbildung d'Orbigny's vorzüglich.

Die Art ist in Frankreich für das Turon charakteristisch. Geinitz giebt sie für den oberen Quadermergel von Kieslingswalda und Kreibitz in Böhmen an. Hoffmann und Grewingk nennen sie aus dem Phosphoritsandstein von Kursk und Smolensk. Als Geschiebe Preussens gehört sie der Mucronatenzone (e) an.

### *Venus* sp.

In den Geschieben mit *Inoceramus cardissoides* (a) treten Steinkerne und auch ganze Individuen einer *Venus*-Art selten auf. Die Schale ist oval, ziemlich stark gewölbt, bei 30 mm Länge 25 mm hoch, vorn und hinten gerundet. Die Hinterkante ist etwas stumpfer. Der Wirbel liegt über die Mitte hinaus nach vorn. Die Oberfläche ist glatt und nur mit undeutlichen Anwachsstreifen versehen.

*Venus* sp. steht in nächster Beziehung zu *Venus Archiaciana* d'Orb., Pal. fr. terr. crét. III. pag. 449. t. 386. f. 6, 7, unterscheidet sich aber durch die stärkere Schalenwölbung.

### *Cytherea plana* Sow.

Goldfuss, Petref. Germ. II. pag. 238. t. 418. f. 4.
d'Orbigny, Pal. fr. terr. crét. III. pag. 447. t. 388. f. 1–3.

Mehrere Stücke in „harter Kreide“ (e) lassen sich nur auf diese Species beziehen. Sie zeigen keinen Unterschied von den turonen und cenomanen Formen. Brauns, Zeitschr. f. d. ges. Naturw. Bd. 46. pag. 369, giebt *Cytherea plana* Sow. vom Salzberg bei Quedlinburg an.

### *Corbula caudata* Nilss.

Petref. Suec. pag. 18. t. 3. f. 17.

Die Art liegt mir von mehreren Fundstellen in typischer Ausbildung vor.

*Corbula caudata* scheint auf das obere Senon beschränkt. In Schweden ist sie bei Köpinge gefunden; als Geschiebe in Preussen kommt sie vergesellschaftet mit *Belemnitella mucronata* (e) vor.

**Brachiopoda.**

*Terebratula carnea* Sow.

Davidson, Brit. cret. Brach. pag. 67. t. 8. f. 1–5.

Zahlreiche Steinkerne und auch mit ihrer Schale vorzüglich erhaltene Individuen liegen aus den Mucronatengeschieben (e) vor.

*Terebratula carnea* ist im Ober-Senon weit verbreitet und auch in Schweden gefunden.

*Terebratulina chrysalis* Schloth.

Schloenbach, Palaeontogr. XIII. pag. 277. t. 38. f. 3, 4.
*Terebratulina Defrancii* Nilss., Petref. Suec. I. pag. 35. t. 4. f. 7.

In einem Handstück des „todten Kalkes“ (e) fanden sich mit folgender Species zusammen mehrere Exemplare.

Nach Davidson und Schloenbach ist diese Art durch die ganze obere Kreide verbreitet. In Schweden wurde sie nur im Trümmerkalk gefunden.

*Terebratulina gracilis* Schloth.

Schloenbach, Palaeontogr. XIII. pag. 287. t. 38. f. 18–20.

Diese auf die Mucronatenkreide beschränkte Species fand sich mit der vorigen zusammen in demselben Geschiebe.

**Echinodermata.**

*Ananchytes ovatus* Lam.

Ein in Feuerstein (f) verwandeltes Exemplar dieser für die Mucronatenkreide charakteristischen Species liegt vor.

*Cidaris* sp.

Im harten Kreidemergel (e) finden sich zuweilen glatte, oder auch mit 6 Körnchenreihen gezierte Seeigelstacheln.

**Coelenterata.**

*Cyclabacia* cf. *Fromenteli* Bölsche

giebt Dames aus dem Glaukonitsandstein mit *Inoceramus cardissoides* und *lobatus* (b) an.

In den Geschieben mit *Belemnitella mucronata* (e) habe ich 2 unbestimmbare Steinkerne von Korallen gefunden.

**Porifera.**

Zahlreiche Spongien finden sich in den Mucronatengeschieben (e) meistens in stark verkieseltem Zustande.

**Protozoa.**

Foraminiferen sind stellenweise sehr zahlreich im „todten Kalk“ (e), aber schwer zu bestimmen, da sie beim Präpariren meistens beschädigt werden.

| | Mergeliger Sandstein mit *Inoc. cardissoides* (a). | Sandstein mit *Inoc. lobatus* (b). | Quarzitgeschiebe (c). | Lose Versteinerungen mit *Actin. subventricosus* (d). | Geschiebe mit *Belemnit. mucronata* (e). | Feuerstein (f). |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 1. *Plesiosaurus* sp. | + | | | | + | |
| 2. *Piscium* spp. | + | + | | | + | |
| 3. *Scalpellum maximum* Sow. | + | | | | | |
| 4. „ sp. | | | | +? | | |
| 5. „ *solidulum* STEENSTR. | | | | | + | |
| 6. *Ammonites* sp. | | | | | + | |
| 7. *Baculites anceps* LAM. | | + | | | | |
| 8. „ *vertebralis* LAM. | | | | | + | |
| 9. *Nautilus* sp. I. | | | | | + | |
| 10. „ sp. II. | | | | | + | |
| 11. *Actinocamax quadratus* BLAINV. | +? | | + | | | |
| 12. „ *subventricosus* WHLB. | | | | + | | |
| 13. *Belemnitella mucronata* SCHLTH. | | | | | + | |
| 14. *Rostellaria* sp. | | | | | + | |
| 15. *Natica canaliculata* Sow. | | + | | | | |
| 16. *Avellana* sp. | | + | | | | |
| 17. *Ostrea hippopodium* NILSS. | | | | | + | |
| 18. *Gryphaea vesicularis* LAM. | + | + | | +? | + | |
| 19. *Exogyra laciniata* NILSS. | | | + | | | |
| 20. „ *conica* Sow. | + | | | +? | | |
| 21. „ *haliotidea* Sow. | | | | +? | | |
| 22. „ *auricularis* WAHLBG. | | | | + | | |
| 23. „ *lateralis* NILSS. | | | | | + | |
| 24. „ sp. | | | | | + | |
| 25. *Alectryonia sulcata* BLUMB. | + | | | +? | + | |
| 26. „ *frons* PARK. | | | | + | | |
| 27. „ *larva* LAM. | | | | + | | |
| 28. *Spondylus latus* Sow. | | | | | + | |
| 29. „ sp. | | | | + | | |
| 30. *Anomia splendens* n. sp. | + | | | | | |
| 31. „ *subtruncata* D'ORB. | | | | | + | |
| 32. *Lima semisulcata* NILSS. | | | | | + | |
| 33. „ *Hoperi* MANT. | | | | | + | |
| 34. „ *prussica* n. sp. | | + | | | + | |
| 35. *Pecten septemplicatus* NILSS. | | | | | + | |
| 36. „ cf. *miscellus* MÜNST. | + | | | | | |
| 37. „ sp. | | | | | + | |
| 38. „ *Faujasii* DFR. | | | | | + | |
| 39. „ *cretosus* DFR. | | | | | + | |
| 40. „ *undulatus* NILSS. | | | | | + | |
| 41. „ *mediocostatus* n. sp. | | | | | + | |
| 42. „ *cretaceus* NYST | | | | | + | |
| 43. „ *Baueri* n. sp. | | | | | + | |

| | Mergeliger Sandstein mit *Inoc. cardissoides* (a). | Sandstein mit *Inoc. lobatus* (b). | Quarzgeschiebe (c). | Lose Versteinerungen mit *Actin. subventricosus* (d). | Geschiebe mit *Belemnit. mucronata* (e). | Feuerstein (f). |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 44. *Pecten* sp. . . . . . . . . | | + | | | | |
| 45. „ *membranaceus* Nilss. . . | + | | | | + | |
| 46. „ *virgatus* Nilss. . . . . | + | + | | | + | |
| 47. *Vola quinquecostata* Sow. . . | | | | | + | |
| 48. *Avicula tenuicostata* Roem. . . | | | | | + | |
| 49. *Inoceramus cardissoides* Goldf. | + | | | | | |
| 50. „ *lobatus* Münst. . . | + | + | | | | |
| 51. „ *Cripsii* Mant. . . | + | + | | | + | |
| 52. *Pinna* sp. . . . . . . . . | | + | | | | |
| 53. *Cucullaea* sp. . . . . . . . | | | | | + | |
| 54. *Pectunculus sublaevis* Sow. . . | | + | | | | |
| 55. *Nucula producta* Nilss. . . . | | | | | + | |
| 56. *Crassatella* sp. . . . . . . | | | | | + | |
| 57. *Lucina* cf. *fallax* Forbes . . | + | | | | + | |
| 58. *Cardium* cf. *bipartitum* d'Orb. . | | | | | + | |
| 59. *Cyprina Ligeriensis* d'Orb. . . | | | | | + | |
| 60. *Venus* sp. . . . . . . . . | + | | | | | |
| 61. *Cytherea plana* Sow. . . . . | | | | | + | |
| 62. *Corbula caudata* Nilss. . . . | | | | | + | |
| 63. *Terebratula carnea* Sow. . . . | | | | | + | |
| 64. *Terebratulina* . . . . . . . | | | | | + | |
| 65. „ . . . . . . . | | | | | + | |
| 66. *Ananchytes ovata* Lam. . . . | | | | | | + |
| 67. *Cidaris* sp. . . . . . . . . | | | | | + | |
| 68. *Cyclabacia* cf. *Fromenteli* Bölsche | | + | | | | |
| 69. *Koralle* sp. . . . . . . . | | | | | + | |
| 70. *Spongozoorum* spp. . . . . . | | | | | + | |
| 71. *Protozoorum* spp. . . . . . | | | | | + | |

Nach dieser Tabelle zerfallen die senonen Kreidegeschiebe palaeontologisch in 2 Kategorien. Die erste, in welche „der mergelige Sandstein mit *Inoceramus cardissoides*“ (a) und „der Sandstein mit *Inoceramus lobatus*“ (b) fallen, ist durch das Vorwalten der Inoceramen charakterisirt, die oft in grosser Anzahl das Gestein erfüllen. Die zweite Kategorie, die Geschiebe mit *Actinocamax subventricosus* (d) und der „todte Kalk“ mit *Belemnitella mucronata* (c) können dagegen bis jetzt nur ein Individuum von *Inoceramus Cripsii* aufweisen. Die ersteren, die echt unter-senonen Geschiebe, schliessen sich hierin vollkommen an die Ausbildungsweise an, in welcher unter-senone Schichten in

Norddeutschland anstehend bekannt sind. Die anderen erhalten jedoch dadurch einen Charakter, wie er der typischen Ausbildung der Aequivalente nicht eigenthümlich ist. *Actinocamax subventricosus* weist vielmehr mit Entschiedenheit auf Schweden hin, und auch die Mucronatengeschiebe erlauben palaeontologisch einen Vergleich mit der Schwedischen Kreide.

In der Fauna der Mucronatengeschiebe treten Pelecypoden in überwiegender Anzahl der Arten und Individuen hervor; unter 30 sicher bestimmten Arten gehören allein 25 dieser Klasse an. Die Cephalopoden dürften bei grösserem Material mehr Arten ergeben, jedoch werden sie in grosser Anzahl der Individuen nie gefunden werden. Gradezu auffallend ist der Mangel an bestimmteren Gastropoden; auch in dieser Klasse dürfte von der Zukunft manches zu erwarten sein, obgleich die Zahl der Arten nie die in den Aequivalentbildungen angegebene erreichen wird. Unter den Brachiopoden ist nur eine Art, *Terebratula carnea* sehr häufig, die beiden andern angegebenen Arten sind bisher nur in einem einzigen Handstück allerdings in ziemlicher Anzahl der Individuen gefunden. Echinodermen sind in der als Geschiebe auftretenden harten Kreide nur in kleinen Fragmenten gefunden, und es ist auch nicht zu erwarten, dass hierin die Fauna viel reicher werden wird. Von Bryozoen und Serpeln habe ich nie eine Spur bemerkt. Dagegen treten Spongien in grosser Anzahl der Individuen und auch einiger Mannichfaltigkeit der Arten, soviel ich bei oberflächlicher Betrachtung sagen kann, auf. Reste von Wirbelthieren, fast ausschliesslich von Fischen, sind nicht selten. Ebenso verhält es sich mit den Foraminiferen. — Die Fauna der Mucronatengeschiebe ist also im Wesentlichen durch die Fülle der Pelecypoden und Spongien und das Zurücktreten der übrigen Thierklassen charakterisirt.

Versucht man nun mit nordeuropäischen Gebieten, in denen die Zone der *Belemnitella mucronata* entwickelt ist, faunistische Vergleiche anzustellen, so ist zu bemerken, dass, nach den bisher bekannten Thatsachen, nur mit einem einzigen Territorium, nämlich der Schwedischen Kreide, Parallelen gezogen werden können, die bis auf die einzelnen Arten hinabgehen. Die Faunen aller anderen Gebiete kommen nur in so fern in Betracht, als sich nach den einzelnen Thierklassen Aehnlichkeiten oder Differenzen ergeben.

Von den 30 sicher bestimmten Petrefacten der Mucronatengeschiebe finden sich nämlich 19 auch in der Mucronatenzone des südlichen Schonen wieder: *Scalpellum solidulum* Steenstrup, *Belemnitella mucronata* Schloth., *Ostrea hippopodium* Nilss., *Alectryonia sulcata* Blumb., *Gryphaea vesicularis* Lam., *Exogyra lateralis* Nilss., *Lima Hoperi* Mant., *Lima semisulcata* Nilss.,

*Pecten cretosus* Dfr., *P. undulatus* Nilss., *P. cretaceus* Nyst, *P. membranaceus* Nilss., *P. virgatus* Nilss., *Vola quinquecostata* Sow., *Inoceramus Cripsii* Mant., *Nucula producta* Nilss., *Corbula caudata* Nilss., *Terebratula carnea* Sow., *Terebratulina chrysalis* Schloth. Von diesen Versteinerungen ist allerdings nur eine einzige, welche nur den Geschieben, Schweden und in Westphalen der Zone des *Ammonites Coesfeldiensis* etc. angehört, nämlich *Pecten cretaceus* Nyst; vier von den Petrefakten, die Schweden und den Geschieben gemeinsam sind, *Exogyra lateralis* Nilss., *Pecten undulatus* Nilss., *Pecten virgatus* Nilss., und *Vola quinquecostata* Sow. müssen für eine in der Mucronatenzone seltene Erscheinung gehalten werden; dieselben sind als die letzten Reste einer Fauna zu betrachten, die in tieferen Schichten blühte und sich in Schweden und Preussen am längsten erhalten hat. Aus der Anzahl derjenigen Fossilien, die in Schweden nicht gefunden sind, erweisen sich drei als neue Arten. Die übrigen acht kommen vereinzelt in anderen Gebieten und Schichten vor; von diesen sind noch zwei, nämlich *Pecten septemplicatus* Nilss. und *Lima Hoperi* Mant., namhaft zu machen, welche auch in Schweden, aber nur in der Zone des *Actinocamax subventricosus*, angetroffen wurden.

Als den Geschieben und dem Sandkalk Schwedens gemeinsamer Charakter ist ferner das Zurücktreten der Gattung *Inoceramus*, der Bryozoen und Gastropoden zu nennen; jedoch zeichnen sich die Geschiebe durch die Fülle der Spongien und den Mangel an Echinodermen aus. Trotzdem kann man nicht leugnen, dass mit der Schwedischen Kreide eine gewisse Aehnlichkeit vorliegt. Schlüter hat jene Bildung der in Westphalen entwickelten Zone des *Ammonites Coesfeldiensis, Micraster glyphus* und der *Lepidospongia rugosa* also der unteren Mucronatenkreide gleichgesetzt. Die Verwandtschaft unsrer Geschiebe mit der Schwedischen Ablagerung dürfte also zugleich eine solche mit dem westphälischen Territorium involviren. Der Mangel der Gastropoden und Echinodermen steht dem ebenfalls entgegen. Dagegen wird die Preussische und Westphälische Kreide dadurch in eine verwandtschaftliche Beziehung gebracht, dass in beiden Gebieten die Spongien in grosser Anzahl vorhanden sind.

Soweit glaube ich auf eine gewisse Aehnlichkeit der Mucronatengeschiebe mit anderen Gebieten aufmerksam machen zu müssen. Von allen andern Territorien, sogar der Russischen und Polnischen Kreide, mit denen man eine Aehnlichkeit wohl erwarten dürfte, sind die Geschiebe scharf durch das Zurücktreten der Gastropoden und Echinodermen und das vollständige Fehlen der Serpeln und Bryozoen getrennt. In Bezug auf die letztere Thierklasse, die Bryozoen, treten die Preussi-

schen Bildungen in besonderen Gegensatz zu der Rügener Kreide, mit welcher wegen der ungenügenden Kenntniss ihrer Mollusken-Fauna ein weiterer Vergleich resultatlos sein muss.

## C. Die Heimath der Geschiebe.

Die Bestimmung der Heimath der senonen Kreidegeschiebe ist der am schwierigsten zu behandelnde Theil meines Themas, da zu einer mehr als hypothetischen Behandlung dieser Frage die bisher bekannten Thatsachen nicht ausreichen.

Zu bemerken ist erstens, dass bei der Bestimmung der Heimath eines Geschiebes eine vollständige Uebereinstimmung desselben mit der als Ursprungsgebiet vermutheten Ablagerung nicht nur in paläontologischer, sondern auch in petrographischer Beziehung vorhanden sein muss. Wenn ich im Vorhergehenden einen Vergleich unserer Geschiebe, welche *Actinocamax subventricosus* und *Belemnitella mucronata* führen, mit der in Schweden anstehenden Kreide versuchte, so hat damit noch nicht angedeutet werden sollen, dass wir dort die Heimath derselben zu suchen haben.

Ferner ist vorauszuschicken, dass nach dem heutigen Standpunkt der Wissenschaft entschieden eine von Nordnordost nach Südsüdwest gehende Transportrichtung der Preussischen Geschiebe als die vorwiegende angenommen werden muss. Dafür spricht mit Bestimmtheit die Uebereinstimmung der Silurgeschiebe mit den in den Ostseeprovinzen Russlands anstehenden Schichten und das Fehlen resp. seltene Auftreten der für Schweden charakteristischen Gesteine. [1])

Schon desshalb erscheint es von vornherein unwahrscheinlich, dass senone Kreidegeschiebe Ost- und Westpreussens von Bornholm oder Schweden herstammen. Gegen diese Annahme, die von mehreren gemacht ist, soll hier jedoch noch eine specielle Beweisführung versucht werden.

Auf Bornholm sind zwei verschiedene Horizonte der Kreideformation entwickelt. Der tiefere, ein Grünsand durch *Actinocamax westfalicus* charakterisirt, ist nach Schlüter [2]) das Aequivalent des von ihm in Westphalen zuerst beobachteten Emscher Mergels, der höhere, der Arnagerkalk mit *Scaphites binodosus* Roem., würde die untere Quadratenkreide des Westphälischen Beckens, die Zone des *Inoceramus lingua* und der *Exogyra laciniata* vertreten.

Die unter (c) aufgeführten Geschiebe entsprechen nach Dames

---

[1]) Jentzsch, diese Zeitschr. Bd. XXXII. 1880. pag. 629.
[2]) Ibid. Bd. XXVI. 1874. pag. 851.

grade dieser Zone; man könnte daher palaeontologisch an einen Zusammenhang denken. Jedoch ist der petrographische Unterschied zwischen den Quarzitgeschieben und dem Arnager-Kalk ein so bedeutender, dass beide wohl kaum einer Lagerstätte angehört haben können.

In Bezug auf die unter (a) und (b) beschriebenen Grünsandsteine mit *Inoceramus lobatus* und *cardissoides* kann nur an den Grünsand von Bornholm gedacht werden. Aus diesem, der Zone des *Actinocamax westfalicus*, finde [1]) ich *Inoceramus Brongniarti* Sow., *I. cancellatus* Goldf., *I. Cuvieri* Brongn. und *I. concentricus* Park. aufgeführt. *Inoceramus Brongniarti* Sow. und *Cuvieri* Brongn. sind nach Schlüter auf das Turon beschränkt; man hat daher allen Grund, an diesen Angaben zu zweifeln, besonders wenn man noch in Betracht zieht, dass der ebenfalls für den Grünsand angegebene *Inoceramus concentricus* Park. bisher nur aus dem Gault bekannt ist. *Inoceramus cancellatus* Goldf. wird jetzt zu *Inoceramus lobatus* Münst. gezogen, der für das Untersenon bezeichnend ist. Nur auf dieses Petrefact kann sich daher nach unseren jetzigen Kenntnissen ein Vergleich der Geschiebe mit den entsprechenden Schichten Bornholms stützen. Dass diese Stütze sehr schwach ist, wird man zugeben.

Als die Heimath der Mucronatengeschiebe Bornholm anzunehmen, ist unmöglich. Allerdings wird sowohl aus dem Grünsand als dem Arnager-Kalk *Belemnitella mucronata* [2]) angegeben; jedoch erhebt man auch gegen diese Angaben berechtigten Zweifel.

Bornholm kann ich daher als das Ursprungsgebiet der preussischen Geschiebe nicht betrachten.

Viel gerechtfertigter wäre es, in dem südlichen Theil des schwedischen Festlandes die Heimath zu suchen. Vor Allem wird man auf dieses Territorium dadurch geführt, dass *Actinocamax subventricosus* Wahlenb. allein hier in anstehendem Gestein gefunden ist. Jedoch sprechen auch einige Punkte gegen diese Annahme. Schlüter [3]) und de Geer [4]) machen die Bemerkung, dass die Exemplare des in den Trümmerkalken gefundenen *Actinocamax* in mancherlei Weise gelitten hatten, ja dass einige fast bis zur Hälfte abgeschliffen waren. Die in den Provinzen Ost- und Westpreussen gefundenen Individuen zeich-

---

[1]) In einem Anhange zu dem Aufsatze Johnstrup's: Om Grœnsandet i Sjaelland. Videnskabelige Meddelelser fra den naturhistoriske Forening i Kjœbenhavn 1878.

[2]) Johnstrup, l. c. pag. 24. — v. Seebach, diese Zeitschr. 1865. pag. 347. Schlüter, ibid. 1874. pag. 854.

[3]) Jahrb. für Mineral. 1870. pag. 932.

[4]) Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar V. pag. 396.

nen sich dagegen meistens durch eine vorzügliche Erhaltung aus, und ebenso sind die Petrefacten, welche ich in dieselbe Zone rechne, so gut erhalten, dass sie keinen langen Transport erlitten haben können. Die in der Provinz Brandenburg [1]) gefundenen Exemplare ähneln in Bezug auf den Erhaltungszustand den schwedischen und stammen auch jedenfalls aus den Trümmerkalken. Dagegen spricht ferner die eigenthümliche oben besprochene Verbreitungsweise der als preussische Geschiebe gefundenen *Actinocamax subventricosus*. Wenn ferner meine Vermuthung richtig ist, dass das Muttergestein desselben ein glaukonitischer Sand war, so ist ebenfalls in petrographischer Beziehung eine Gleichheit mit Schweden nicht vorhanden.

Der Mangel der petrographischen Uebereinstimmung unserer *Belemnitella mucronata* führenden Geschiebe mit der Lagerstätte dieses Fossils in Schweden ist für mich ein Beweis dafür, dass auch diese nicht von dorther stammen können; denn die als Knollen und Bänke in dem lockeren Grünsand dort auftretenden festeren Kalkpartieen, die sogen. Pilsten, halten mit dem „todten Kalk" keinen Vergleich aus. Ausserdem unterscheiden sich die Geschiebe durch die zahlreichen Spongien-Individuen von dem schwedischen Vorkommen.

Schliesslich spricht gegen die Annahme Schwedens als Heimathsgebiet unserer Senongeschiebe der Umstand, dass in Ost- und Westpreussen die für jenes Territorium so charakteristischen Ablagerungen des Faxe- und Saltholmskalkes nicht als Geschiebe gefunden sind, während sie im Diluvium der Provinz Brandenburg auftreten. [2])

Alle diese Gründe scheinen mir, wenn auch nicht direct beweisend, so doch mit der grössten Wahrscheinlichkeit darzulegen, dass unsere senonen Kreide- wie die Silurgeschiebe nicht aus dem Westbalticum herstammen.

Durch mehrere Thatsachen wird man vielmehr auf ein ganz anderes Gebiet hingelenkt.

Zaddach [3]) beschreibt in der Tertiärformation Samlands gefundene Kreidegeschiebe, die in petrographischer Beziehung vollkommen mit der „harten Kreide" übereinstimmen. Berücksichtigt man dazu noch die Ansicht Zaddach's, Berendt's und Jentzsch's, dass das samländische Tertiär sein Gesteinsmaterial der Kreide entnommen habe, so kommt man zu dem Schluss,

---

[1]) Kloeden, Versteinerungen von Brandenb. pag. 140. — Kunth, diese Zeitschr. 1865. pag. 323. — Dames in Berendt u. Dames Geogn. Beschreibung Berlins pag. 89.

[2]) Berendt u. Dames, Geogn. Beschreibung Berlins pag. 91.

[3]) Schriften d. physik.-ökonom. Gesellsch. zu Königsberg VIII. 1867. pag. 167.

dass Kreide in nicht gar weiter Entfernung zur Zeit dieser Ablagerungen anstehend gewesen sein muss.

Zwei fernere Thatsachen beweisen die Existenz von Kreidebildungen in nächster Nähe und unmittelbar in Preussen, die sowohl petrographisch als auch in ihrem geologischen Alter den Geschieben der Mucronatenzone entsprechen. Einmal zeigt die senone Kreide im mittleren Russland[1]) an manchen Punkten eine stark sandige und feste Ausbildung, wenn sie auch nie den extremen Charakter unserer Geschiebe annimmt. Zweitens, was das Wichtigste ist, wurde innerhalb der Provinzen Ost- und Westpreussen in mehreren Bohrlöchern ein Gesteinsmaterial zu Tage gefördert, das in keiner Weise von dem als Geschiebe gefundenen „todten Kalk" unterschieden werden kann. Besonders durch diese zweite Thatsache wird man zu der Ansicht geführt, dass die Heimath der Geschiebe mit *Belemnitella mucronata* in nicht weiter Ferne gesucht werden muss.

Zunächst gebe ich nun eine Uebersicht derjenigen Punkte, an denen Kreide angetroffen ist. Die Tabelle ist nach der sehr zerstreuten Literatur und nach den Mittheilungen des Herrn JENTZSCH zusammengestellt. Dazu ziehe ich noch zwei Kreidepunkte im westlichen Russland, bei Kowno und Grodno. Die mit + versehenen Zahlen geben die Höhe der anstehenden Kreide über dem Meeresspiegel, die mit — die Tiefe unter dem Meeresspiegel, in welcher Kreide erbohrt ist.

| | Höhe, resp. Tiefe, in welcher Kreide zuerst angetroffen wurde. | Tiefe, bis zu welcher Kreide gefunden wurde. |
|---|---|---|
| Grodno | + 91 m | |
| Christburg in Westpreussen, Kreis Stuhm | + 90 m | |
| Kowno | + 60 m | |
| Kalwe in Westpreussen, Kr. Stuhm | + 52 m | |
| Tilsit | — 16 m | — 116 m |
| Thorn | — 31 m | — 90,1 m |
| Geidau im Samland | — 82,5 m | — 119,81 m |
| Thierenberg im Samland | — 84,2 m | — 138,8 m |
| Herrmannshöhe in Westpreussen, Kr. Löbau | — 86,9 m | — 107 m |
| Tiegenhof im Weichseldelta | — 98,5 m | — 106 m |
| Englisch Brunn bei Elbing | — 116 m | — 143 m |

[1]) GREWINGK, Dorp. Arch. Bd. V. 1872 pag. 195 ff.

Es ist somit unter dem Tertiär resp. Diluvium ein grosses Kreideterrain[1]) in Ost- und Westpreussen constatirt, das jedenfalls mit dem russischen in Verbindung steht. Petrographisch sind die gefundenen Punkte einander sehr ähnlich und gleichförmig zusammengesetzt; überall kommt der graue bis graugrünliche oder hellgraue feste Kreidemergel vor; die einzelnen Bohrproben unterscheiden sich nur wenig von einander durch die Farbe, die Menge der vorhandenen Glaukonitkörnchen und die Grösse der Sandkörnchen. In diesen Kreidemergel sind Knollen, aus hartkieseligem Material bestehend, eingelagert. Diese Knollen sind es, welche vollständig mit dem im Diluvium so häufigen „todten Kalk" und zwar in seiner typischen Ausbildung übereinstimmen.

In Grodno und Thorn ist neben dem harten Kreidemergel noch echte weisse Schreibkreide angetroffen. Die hier aufgeschlossenen Profile beweisen, dass der harte Kreidemergel kein seiner Lagerung nach constanter Horizont ist.

Das Bohrloch von Thorn[2]) ergab:

| | | |
|---|---|---|
| 248′—300′ | weisse Schreibkreide . . . | 52′ mächtig, |
| 300′—419′ | zum grösseren Theil härterer, mehr ins Graue ziehender Kreidemergel = „todter Kalk" . . . . . . . . | 119′ „ |
| 419′—436′ | fester brauner Thon ohne Glaukonit. Schwefelerde SCHUMANN's . . | 17′ „ |
| 436′—442,5′ | feiner glaukonitischer Quarzsand, mit Thon gemengt . . . . . | 6,5′ „ |

In Grodno[3]) fanden sich unter einer etwa 50′ hohen Decke von Alluvium, Diluvium und Tertiär

| | | |
|---|---|---|
| 7′ | gelblicher, harter, glaukonithaltiger Kreidemergel, | 21,75′ „todter Kalk" |
| 3/4′ | Phosphorit-Knollen in Kreidemergel, | |
| 14′ | gelblicher und weisser, brüchiger Glaukonit und wenig Feuerstein führender Kreidemergel mit *Belemnitella mucronata* SCHLOTH., | |
| 20′ | weisse Schreibkreide mit zahlreichen Feuersteinknollen und *Belemnitella mucronata* etc. | |

[1]) JENTZSCH, Schriften d. physik.-ökon. Ges. 1881. pag. 51.
[2]) ZADDACH, Ibid. 1869. pag. 67.
[3]) GREWINGK, Dorp. Arch. Bd. V. pag. 211.

Einmal überlagert also die weisse Schreibkreide den todten Kalk, das andere Mal findet das Umgekehrte statt.

Im Bereich der Provinzen Ost- und West-Preussen ist weisse Kreide mit Feuersteineinlagerungen nicht bekannt. Im Bohrloch von Thorn und in der anstehenden Kreide von Christburg, wo weisse Kreide beobachtet ist, wurden niemals Feuersteine gefunden. Müssen wir den festen glaukonitischen Kreidemergel als petrographischen Vertreter der weissen Schreibkreide betrachten, so sind die harten sandigen Kieselknollen, welche das Hauptkontingent der Mucronatengeschiebe bilden, den Feuersteinen gleichzusetzen.

In paläontologischer Hinsicht ist die Aequivalenz der erbohrten und anstehenden Schichten mit den Geschieben noch nicht erweisbar, da das Material noch nicht in genügender Weise vorhanden ist. Allerdings sind auch in den Bohrlöchern Petrefakten gefunden; sie weisen jedoch immer nur darauf hin, dass das oberste Senon, die Mucronatenzone, angetroffen ist. Nur an der Hand der Foraminiferen dürfte überhaupt ein näherer Vergleich der anstehenden Schichten und der Geschiebe möglich sein.

Nach dieser Betrachtung des Untergrundes des ost- und westpreussischen Tertiärs, resp. Diluviums erscheint es höchst wahrscheinlich, dass unsere Kreidegeschiebe, wenigstens der grösste Theil der zur Mucronatenzone gehörenden, durch die Diluvialgletscher direct aus dem Kreide-Untergrund der Provinzen Ost- und West-Preussen oder ihrer nächsten Umgebung losgerissen, nur eine kurze Strecke transportirt und so in das Diluvium gelangt ist. Natürlich werden die Erhebungen des grossen Kreideterrains am meistens von der Zerstörung afficirt worden sein; und dort, wo Sattellinien des Untergrundes nachgewiesen sind, haben wir am ehesten das Ursprungsgebiet unsrer Geschiebe zu vermuthen. Eine der deutlichsten Sattellinien ist zum Beispiel in der Richtung Rantener Spitze — Längsaxe des Alkgebirges — Spitze östlich der Fischhauser Bucht — diluviales Vorgebirge von Balga — Tertiärerhebung bei Braunsberg, von Jentzsch [1]) angegeben. Dieselbe bildet zugleich die südwestliche Begrenzung der samländischen Tertiärmulde. Da nun die Richtung der Diluvialgletscher eine nordnordöstliche, also mit der Richtung der Sattellinie übereinstimmende gewesen ist, so hat das Zerstörungswerk hier grade in hervorragendem Masse statt haben können, und wir finden deshalb auch südlich in der Richtung dieser Linie bei Preussisch Holland eine grosse Anhäufung senoner Kreidegeschiebe.

Jedoch kann diese mehr direkte Abstammung der Senon-

---

[1]) Schriften d. phys.-ökon. Ges. 1881. I. pag. 48.

geschiebe nicht als die ausschliessliche aufgefasst werden. Das Heimathsgebiet der Geschiebe mit *Actinocamax subventricosus* und der unter a. b. c. aufgeführten untersenonen lässt sich auf diese Weise nur mit der Annahme erklären, dass die Muttergesteine der betreffenden Geschiebe ebenfalls an die Basis des Diluviums gereicht haben, was meines Wissens noch nicht beobachtet ist, obwohl es nicht unwahrscheinlich erscheint, da in Purmallen direct unter dem Tertiär sogar Jura erbohrt ist.

Man könnte für die eben genannten Geschiebe einen andern Weg, auf welchem sie in das Diluvium gelangt sind, annehmen. Jedenfalls werden sich die Schichten des preussischen Kreideterrains eine Strecke nach Norden hin ausgedehnt haben; und zwar dürfte diese Erstreckung nicht über eine Linie hinausgegangen sein, welche die beiden nördlichsten Kreidepunkte des baltischen Beckens, Meldsern in Kurland und Christianstad in Schweden, verbindet. Hier lagerte die Kreide älteren Formationen auf und hier traten die einzelnen Unterabtheilungen derselben als Schichtenköpfe zu Tage. Die von Norden vordringenden Diluvialgletscher rasirten diese Schichten und trugen sie als Moränen in das preussische Diluvium nach Süden.

Die Zone, in welcher jene Schichten des Unter-Senon anstehend waren, kann sich nicht sehr weit nach Westen erstreckt haben, da unsre unter-senonen Geschiebe specifisch preussisch sind und anderwärts nicht gefunden werden. Auch für *Actinocamax subventricosus* kann man dieses östliche Ursprungsgebiet annehmen, da wegen derer eigenthümlichen Verbreitungs- und Erhaltungsweise für die preussischen Exemplare nicht dieselbe Heimath vermuthet werden darf, wie sie die Vorkommnisse im Brandenburgischen Diluvium verlangen.

Das zahlreichere Auftreten der Feuersteingeschiebe an der östlichen Grenze Preussens weist auch für diese auf ein ganz östliches Ursprungsgebiet hin.

---

Das Endresultat meiner Auseinandersetzungen ist also, dass das Heimathsgebiet der senonen Kreidegeschiebe nicht im Westbalticum gesucht werden kann, sondern dass als solches entweder die Provinzen Ost- und West-Preussen selbst oder nördlich derselben gelegene, hypothetische Kreideterritorien in Anspruch genommen werden müssen.

---

## 4. Geologisches und Montanistisches aus Utah.

Von Herrn CARL OCHSENIUS in Marburg.

Das nordamerikanische Territorium von Utah liegt zwischen dem 37. und 42. nördl. Breitegrad, östlich von Nevada, südlich von Idaho, westlich von Colorado und nördlich von Arizona in 109—114° westlicher Länge von Greenwich. Seine grösste Länge beträgt 523 km (325 miles), seine Breite 483 km (300 miles).

Von Süden nach Norden wird es halb schräg durchschnitten von dem Wahsatchgebirgszug, der es nahezu gleichmässig dem Flussgebiet des Rio Colorado und der grossen abflusslosen Depression, die mit dem Namen Bonneville-Bassin bezeichnet wird, zutheilt; die Terrains zu beiden Seiten dieser Wasserscheide haben ziemlich dieselbe Seehöhe, nämlich 1200 bis 1800 m für die Thäler und 1800—4100 m für die Gebirge (Gilberts Peak in den Uintabergen hat 4172 m). Die niedrigsten der zahlreichen Thäler liegen immer noch höher als die Kammhöhe der Alleghanis.

Der grösste Theil der inneren Gebirgslandschaften besteht aus einer conform gelagerten Schichtenreihe von den ältesten azoischen Gliedern hinauf bis zu den jüngsten jurassischen Bildungen. In die Periode der letzteren fallen die Hebungen der Gebirgszüge, welche jetzt aus den „Sierras"-, Wasatch- und anderen Parallelketten der grossen Depression bestehen.

Bei diesen Hebungen gelangten grosse Granitmassen zum Durchbruch, die von Quarzgesteinen, Porphyren, Felsiten und merkwürdigen syenitischen Graniten mit Granulit und einzelnen Greisenpartieen begleitet waren. Hierauf lagerten der stille Ocean im Westen und der, welcher die Mississippiniederung füllte, im Osten eine Reihenfolge von Kreide- und Tertiärschichten ab. Diese äusseren Uferbildungen wurden nach der Miocänperiode gehoben und gefaltet, und so entstanden die pacifische Küstencordillere und die Ketten östlich des Wahsatchgebirges.

Vulcanische Gesteine hoben und durchbrachen die letztere, wie der Granit die vorhin erwähnten früheren Ablagerungen. Noch später trat eine letzte Störungsperiode auf, aber die Wirkungen von dieser haben auf die Gestalt des nordameri-

kanischen Westens überhaupt und Utahs im besonderen wenig Einfluss geäussert. Der allgemeine Parallelismus der Ketten macht sich auch bemerklich in den geologischen Localcharakteren; die Hügelreihen, das Streichen grosser Gebiete aufgerichteter Schichten, die grösseren Durchbrüche gigantischer Massen etc., alles liegt nahezu in der Medianrichtung und trifft man daher auch die Edelmetalle in parallelen Erzlängszonen. So erscheint eine Zone von Quecksilber, Zinn und Chromeisen in der Küstencordillere, eine Kupfererzzone in der Längskette von Hügeln am Fusse der Sierras, eine solche von Gold höher hinauf in den Sierras, deren Reihen von goldführenden Gängen sich somit bis nach Alaska hin erstrecken, eine Zone von Silber mit verhältnissmässig wenigen unedlen Erzen längs der Ostbasis der Sierras, welche über Sonora bis nach Mejico hineinreicht, eine weitere von Silbererzen, die in mannigfaltigster Weise mit andern vergesellschaftet vorkommen, durch Centralmejiko (Chihuahua), Arizona, Mittelnevada und Centralidaho; eine silberhaltige Bleiglanzzone von Neu-Mejico, Utah und West-Montana und noch weiter östlich eine zusammenhängende Zone von goldführenden Ablagerungen in Neu-Mejico, Colorado, Wyoming und Montana.

Die zur Zeit des Jura eingetretenen Umwälzungen bilden höchstwahrscheinlich den Ausgangspunkt für die Bildung zahlreicher Erzlagerstätten, und zwar sowohl für die, welche in den granitischen Massen auftreten, wie z. B. ein Theil der Reese-River Goldgänge, als auch für die, welche in den metamorphischen Gesteinen von der azoischen bis zum Ende der mesozoischen Formationsgruppe vorkommen, wie u. a. die goldführenden Gänge von Californien, die der Humboldtminen, die White-Pine und der andere Theil der Reese-River Minen. Die Coloradogruppe gehört im Allgemeinen diesem ältern Typus an, während zur Tertiärformation entschieden alle die Vorkommen zu zählen sind, welche die ältern vulkanischen Gesteine durchziehen, wie z. B. die Gänge des Comstockreviers, die dem Gangzug Washoe-Nevada angehören, und die des Owyheedistriktes.

Jedenfalls liegt die grösste Anzahl der Erzlagerstätten in den geschichteten metamorphischen Gesteinen und in den alten Eruptivmassen, die die Juraformation durchbrechen; doch auch sehr wichtig und vielleicht wunderbar productiv sind wohl die Silberminen, die ausschliesslich in den jüngsten vulkanischen Gebieten auftreten. Die jüngeren nahezu gleichalterigen Flötzbildungen Californiens bergen ausserdem viele Kohlenlager.

Wenn oben gesagt wurde, dass die letzte Periode von Störungen auf die Hauptgestaltung des Territoriums von Utah

keinen grossen Einfluss gehabt hätten, so dürfen doch einige andere davon herrührende Erscheinungen nicht unberührt bleiben.

Offenbar ist die ganze Depression des Lake Bonneville, welche heute verschiedene abflusslose Becken einschliesst z. B. neben dem des grossen Salzsee's noch das des Sevier-Lake, des Preuss-Lake etc., ein einziges Binnenmeer gewesen, das höchstwahrscheinlich zuletzt mit dem stillen Ocean durch die Region des Snake-Riverthales communicirte. In diesem Binnenmeer fanden an verschiedenen Punkten Ablagerungen von Salzflötzen statt, die durch Barrenbildungen hervorgerufen wurden. Es liegen z. B. mehrere Steinsalzmassen in der Gegend westlich von Nephi und am Seviersee; auch giebt es Salzberge im Süden, die schon von den ersten Erforschern des Gebietes erwähnt wurden, und heute noch finden sich Barren von grosser Ausdehnung, wie u. a. die, welche vom River Jordan nördlich vom Süsswassersee Utah durchbrochen wird, und die, welche Rushvalley von dem grossen Salzsee trennt, 244 m hoch ist, einer mehrere Kilometer langen Kunststrasse (causeway) in ihrer Horizontalität gleicht, und jetzt wieder einen See von mehr als einer Quadratmeile hinter sich hat, während noch vor 20 Jahren der jetzige Seegrund Wiesenland mit einer Militairstation war.

Die Barrenbildungen lassen sich leicht verfolgen bis nach Kanarra hin, das im Süden am Rande des Bassins (Rim of the Basin) liegt.

Nach erfolgtem Abschluss des Lake Bonneville gestalteten sich die Verhältnisse anders; die einzelnen Becken wurden nach und nach von einander isolirt und dabei Rinnsale gebildet. So lief z. B. ein mächtiger Fluss früher aus der Nachbarschaft des Sevier-Sees zu dem westlichen Gelände des grossen Salzsees, und ist sein trockenes Bett, über 1 $^1/_2$ km breit, sehr leicht zu verfolgen; nach seiner Trockenlegung sind Hügel in seiner Umgebung entstanden, Ausläufer von Höhenzügen sind in und neben ihm gehoben worden, aber das alte Flussthal, das auf dem Wege von Salt Lake City nach Deep Creek gekreuzt wird, ist dabei noch immer deutlich zu erkennen.

Spätere Oscillationen, die wahrscheinlich heutigen Tages noch nicht ganz aufgehört haben, sind an den alten Uferlinien des grossen Salzsees nachzuweisen.

Die Uferlinie der letzt vorhergegangenen Periode liegt etwa 300 m über der jetzigen und ist sehr deutlich schon aus grosser Entfernung erkennbar. Obwohl für das Auge horizontal, weicht sie doch nicht unbedeutend von dieser Richtung ab. Die Verschiedenheit in der absoluten Höhe einzelner Theile dieser unbestreitbar ganz wagerecht gewesenen Linie erreicht nämlich an einem von vier genau nivellatorisch bestimmten Punkten 28,34 m;

indem einzelne Partieen 294,43 m, andere dagegen 322,77 m über dem jetzigen Niveau liegen.

Barometrische Messungen an anderen Punkten ergeben noch grössere Differenzen. [1])

Eine weitere Folge der Trockenlegung des grössten Theiles der in Rede stehenden Depression, war der Niederschlag vieler Salze.

Das ganze Terrain von Utah, das nicht durch lange Perioden hindurch vom Regenwasser ausgelaugt worden ist, birgt eine bedeutende Menge von salinischen Substanzen, die bei der Verdunstung sich niederschlagen mussten, viele Zeichen der Einwirkung ihrer Lösungen zurückgelassen haben und jetzt den einzelnen Muldencentren nach und nach zugeführt werden.

Auch hier kommt wieder der allgemeine Charakter des gesammten amerikanischen Westens zur Geltung, welcher darin besteht, dass grosser Erzreichthum mit vulkanischer Hitze und mehr oder minder concentrirten Salzlösungen behandelt wurde. (Unsere moderne Metallurgie verfährt ja ebenso, um rückläufig wieder zu dem Anfangspunkte, dem gediegenen Zustande der Metalle, zu gelangen.)

Der wichtigste Erzgürtel des Territoriums von Utah erscheint zuerst, soweit bis jetzt bekannt, in einem Riss in der Wahsatchkette in der Nähe der über 3500 m hohen Twin Peaks (Zwillingsberge, 40° 36′ N. Br.). Von da verfolgt er die Kammhöhe derselben Kette in westlicher Richtung, enthält da die Cottonwoods- und American Forkgänge, zieht sich noch weiter nach Westen etwa 20 engl. Meilen südlich von Salt Lake City über das Thal des Jordanflusses hinüber und tritt wieder in der Oquirrh-Kette auf, die das Jordanthal von dem Rushthale trennt.

In diesem Gürtel liegen die Minen von Parleys-Park, Big- und Little-Cottonwood, American Fork, Bingham Cañon, Ophir und Dry Cañon.

Die Erzgänge von Parleys-Park gehören drei verschiedenen Gruppen an. Die erste streicht nahezu WO. Zu dieser gehört die Ontario-Mine, deren Gang auf 183 m Teufe recognoscirt und auf 152 m erschlossen ist, zunehmenden Reichthum zeigt und etwa 20° nach N. einfällt. Er setzt im sog. Weberquartzite [2]), der der mittleren Kohlenformation angehört mit einer Mächtigkeit von 0,3 bis

---

[1]) J. W. Powell, Am. Journ. May 1878.

[2]) Weber ist eine kleine Station an der Pacificbahn unter 111° 40 westl. Länge, in deren östlicher Nähe dieser Kohlenquarzit ansteht, wenn auch nicht gerade in mächtigsten Verhältnissen. — Ogden ist eine etwas grössere Station derselben Bahn unter 111° 58,5 westl. Länge, in deren nordöstlicher Nähe der Devonquarzit stark entwickelt ist. — Wahsatch ist der Name eines der Hauptgebirgszüge Utah's.

Weberquarzite, Wahsatchlimestone und Ogdenquarzite sind also von

3 m, im Mittel etwa 1 m, auf. Mehrfache Porphyrdurchbrüche scheinen mit dem Erzreichthum des Revieres in Verbindung zu stehen.

Die Haupterze sind silberhaltige Sulfide, die in den obern Teufen neben verschiedenen Zersetzungsproducten ziemlich viel Chlorsilber neben geringen Mengen von Jod- und Bromsilber enthalten. Auch gediegen Silber kommt vor, besonders mit Kieselmalachit. Die Erze sind entsprechend der Natur des Nebengesteins quarzig und thonig. Baryt findet sich in gut ausgebildeten Krystallen zuweilen auf den Kluftflächen des Gangquarzes. Bleiglanz ist hier, wie in den beiden andern Ganggruppen, verhältnissmässig schwach vertreten.

Die Erze werden daher mit Vortheil chlorirt, wobei Schwarzbraunstein, der in der Nähe in einem starken Gange auftritt, Verwendung findet. Man rechnet den durchschnittlichen Gehalt der Ontarioerze auf 110 Unzen Silber in der Tonne d. h. 0,337%. Das Werk gehört zu den reichsten in Utah und hatte bis 1879 4 Millionen Dollars producirt, von denen 1,9 Millionen als Reingewinn unter die Actionäre vertheilt wurden.

Im Jahre 1880 erreichte die Ausbeute 1 439 542 Unzen Silber, in 1881 stieg sie auf 1 909 870 [1]).

Oestlich der Ontariogrube bearbeiten die Gruben Lady of the Lake, Mac Henry und einige andere denselben Gang. In der letztgenannten zeigen sich neben stärker auftretenden Kupfererzen schon ansehnliche Mengen von Manganverbindungen; westlich liegen Last Chance und Empire; aber keine hat so bedeutende Tiefe und Aufschlüsse erreicht, wie die Ontario.

Die zweite Ganggruppe dieses Reviers streicht NW.—SO., wird u. a. von den Gruben Utah und White Pine ausgebeutet und hat ziemlich denselben Character, wie die zuerst genannte. Dasselbe gilt von der dritten N.—S. streichenden Gruppe, die von den Gruben Jones und Bonanza in Angriff genommen ist.

Am westlichen Abhange dieses Gebirgszuges der Wahsatchkette liegen die beiden Cottonwood-Thäler, in denen ebenwohl ein grosser Erzreichthum vorhanden ist.

Dieselben gehen in westlicher Richtung von den Flanken des aus Granit bestehenden 3624 m hohen Clayton Peak aus und bleiben bis zur quartären Ebene in paläozoischen Schichten.

Das auf der nördlichen Flanke beginnende Big Cottonwood Cañon [2]) durchschneidet anfangs Weberquarzit, tritt dann in

---

Localitäten abgeleitete Namen, ebenso gebildet, wie der Ausdruck Taunusquarzit, der wohl als sprachliches und thatsächliches Aequivalent des letzteren anzusehen ist.

[1]) Salt Lake City Tribune, 1. Jan. 1882.

[2]) Das Wort Cañon ist dem spanischen von Mejico her entnommen; der grösste Theil des jetzigen nordamerikanischen Westens gehörte ja

die untere Kohlenformation, den Wahsatchkalk, ein, durchläuft diesen, schneidet dann in tiefer gelegenen untersten Kohlenkalk (Subcarboniferous nach King) ein und berührt hierauf zwei schmale devonische Zonen von Kalk (sog. Nevadaschichten von King) und Quarzit (Ogden-Quartzite), auf den eine ebenso schwach entwickelte von silurischem Utekalkstein und hierauf eine mächtige von cambrischem Kalk folgt, welcher letzterer in der Ebene ansteht.

Das zweite Thal, Little Cottonwood Cañon, schneidet sofort in die untere Kohlenformation ein, trifft hierauf theilweise die drei schwachen darunter liegenden Gebilde und bleibt von da mit seiner Tiefe wieder im Granit, der bis in die Ebene reicht, während auf der nördlichen Seite des Thales der cambrische Kalkstein mächtig entwickelt aufsteigt.

Das Weberquarzit genannte mittlere Glied der alten Kohlenformation ist in den Wahsatchgebirgen repräsentirt durch compacten, weissen und röthlichen Quarzfels, der meist sehr zerklüftet ist und verschiedene schwache Lagen von kieseligem und thonigem Kalkstein aufweist.

Er zeigt eine Mächtigkeit von 1500—2100 m.

Aus dem sog. Weberquarzite werden von den hier in Rede stehenden Schichten keine Versteinerungen namhaft gemacht, dagegen stammen aus einer hangenden Kalkschicht *Spirifer cameratus*, *octoplicatus*, *Spiriferina pulchra* und *Productus subhorridus;* in etwas höheren Horizonten fand sich *Rhynchonella Utahensis* und *Eumicrotis Hawni.*

---

bis 1848 zu jener Republik. Ursprünglich bedeutet es dort als Bergmannsausdruck eine „galeria", d. i. Stolln oder Strecke, und wurde später auch auf tief eingeschnittene Schluchten mit annähernd senkrechten Seitenwänden, die also einer nach oben offenen „galeria" gleichen, angewandt. So nannte man z. B. eine sehr tiefe und lange Schlucht des Rio Colorado-Flusslaufes „Cañon del Colorado". Jetzt haben die Nordamerikaner dieses Wort sich angeeignet und bezeichnen damit jede längere Schlucht mit verhältnissmässig steilen Wänden. Dabei haben sie es auch in der Schreibweise schon hin und wieder naturalisirt und man sieht es häufig „Canyon" geschrieben, z. B. auf den Schlafwagen Pullmann's, die Ortsnamen statt Nummern führen.

Das deutsche Wort „Schlucht" giebt insofern nicht die volle nordamerikanische Bedeutung des Ausdrucks „cañon" wieder, als bei jenem die Dimensionen im Allgemeinen gegen die eines Thales zurücktreten, während im vorliegenden Falle ganz speciell längere und tief eingeschnittene Thäler die Bezeichnung cañon erhalten. Dieselbe hat sich auch schon derart eingebürgert, dass sie in sehr vielen Fällen als fest verbundenes Endglied des betreffenden zusammengesetzten Eigennamens auftritt; eine Uebersetzung würde daher, selbst wenn wir im Deutschen ein einfaches Wort für ein langes, tief eingeschnittenes Thal hätten, nur in wenigen Fällen zulässig sein. Ich habe hin und wieder dafür allerdings die Benennungen „Thal" oder „Schlucht" gebraucht, um die Tautologien zu vermeiden, bin aber noch nicht von der Zweckmässigkeit der Uebersetzung überzeugt.

Die untere Kohlenformation ist repräsentirt durch den sog. Wahsatchkalkstein. Das sind massige blaue und graue Kalke mit Kieselgehalt, der besonders in den obern Horizonten hervortritt, wo helle Quarzitlagen sich einstellen. Nach unten hin wird seine Farbe dunkler und seine Structur schiefrig. Seine Mächtigkeit ist etwas bedeutender als die des vorigen Gliedes; sie erreicht nahezu 2150 m.

Am nördlichen Abhange der Cottonwood-Minenregion, zwischen den Gruben Flagstaff und Toledo von mir geschlagene Stücke sehen den Gesteinen unseres Muschelkalkes auf den ersten Blick sehr ähnlich, nur sind sie schwerer.

Der dunkelgraue compacte Fels ist am wenigsten hart, braust stark mit Säuern, lässt aber den Kieselgehalt doch durch hornsteinartige Partien schon mit dem blossen Auge erkennen. Das frische Gestein, vom Endpunkte eines 110 m langen Stolles entnommen, ist von kleinen aber starkglänzenden Glimmerschüppchen ganz durchzogen.

Ein dunkelgraulich-gelber, dünnschiefriger Fels vom Abhange entlässt die Kohlensäure nicht bei gewöhnlicher Temperatur, sondern erst beim Erhitzen mit Säure, ist sehr fest und klingt hell beim Anschlagen.

Eine lichtere Varietät zeigt wie die erste, viele kleine weisse Glimmerschüppchen, ritzt aber Glas mit ihrer ganzen Masse und braust mit Säuren ebenwohl erst beim Erhitzen.

Die Verwitterungsrinde der Gesteine von dieser Localität ist wegen ihres Eisengehaltes gelb; auch Lagen von mürbem, ockergelb und -braun geflecktem Kalkstein finden sich, bei denen der Kieselgehalt sehr zurücktritt.

Streng petrographisch genommen würden nicht alle diese Felsarten den Namen Kalkstein führen dürfen, denn sie geben ihren Gehalt an Calcium-Carbonat nicht so leicht mit Säuren zu erkennen, wie es die Natur des Kalksteins verlangt; für manche von ihnen möchte die Bezeichnung Kieselkalk richtiger sein.

Der Kieselgehalt ist zuweilen sichtbar z. B. in den Gesteinen der Umgebung der Emma-Mine (Little Cottonwood Cañon), wo er in Form feiner Sandkörnchen erscheint, die beim Auflösen in Säuren zurückbleiben; in einigen Fällen verräth er sich durch die etwas grössere Härte und Schwere des Gesteins und das hornsteinartige Ansehen desselben; meistens aber bedarf es erst einer Analyse, um ihn festzustellen. Manchmal beträgt er über die Hälfte der Bestandtheile. So ergab z. B. ein Kalkstein von Parleys Park nordöstlich von Big Cottonwood nach B. E. Brewster [1])

---

[1]) Cl. King, 40th Par. II. pag. 373.

| | |
|---|---|
| Kieselsäure . . . . | 54,198 |
| Thonerde . . . . | 8,814 |
| Eisenoxyd . . . . | 2,583 |
| Kalk . . . . . . . | 16,003 |
| Magnesia. . . . . | 3,224 |
| Kohlensäure . . . . | 12,641 |
| Wasser . . . . . | 1,988 |
| | 99,451 |

Kieselsäure ist also sehr reichlich vertreten.

Zugleich muss aber das Gestein als dolomitisch bezeichnet werden; denn die gesammte Kohlensäuremenge ist zu gross, als dass sie nur an Kalk gebunden sein könnte, so dass man annehmen muss, es sei Calcium-Carbonat und -Silicat mit Magnesium-Carbonat und -Silicat in der Felsart vertreten, daher denn auch das schwache Aufbrausen.

Die Uebergangskalke im Big Cottonwoodthale beginnen schon etwa 2 Meilen aufwärts des Einganges in dasselbe dolomitisch zu werden, führen desshalb auch bei den dortigen Bergleuten den Namen Magnesian limestone und bezeichnen bei diesen den Beginn der Erzlagersätten. Die Analyse eines hornsteinartigen Kalksteins vom Fusse des Ute Peak in derselben Wahsatchkette wies nach demselben Analytiker[1]) auf:

| | |
|---|---|
| Unlösliche Kieselsäure . . . | 13,447 |
| Lösliche Kieselsäure . . . . | 0,164 |
| Thonerde mit etwas Eisenoxyd | 3,721 |
| Kalk . . . . . . . . . . | 43,231 |
| Magnesia . . . . . . . . | 2,180 |
| Phosphorsäure . . . . . . | 0,118 |
| Kohlensäure . . . . . . . . | 36,200 |
| Wasser und organ. Subst. . . | 1,169 |
| | 100,230 |

Dieses ist also gleichfalls ein dolomitischer, kieseliger Kalkstein mit 76,82% Calcium- und 4,58 Magnesium-Carbonat.

Hierbei darf nicht übergangen werden, dass dolomitische Kalke gar nicht selten in diesen Gegenden sind.

Auch A. C. Peale betont diesen Umstand bei der Erwähnung dunkelblauer Silurischer Kalksteine, welche den Quarzit bei Ogden überlagern[2]), indem er sie „magnesian limestones“ nennt.

---

[1]) Cl. King, 40th Par. II. pag. 441.

[2]) Hayden, sixth An. Rep. pag. 105.

Ebenso bezeichnet er die Kohlenkalke des little Cottonwoodthales als dolomitisch. [1])

Südöstlich von Ogden im Weber Cañon findet sich nach Cl. King ausserdem in dem Quarzit, der von dem unteren Tunnel der Pacificbahn durchfahren wird, eine eingelagerte Schicht schwarzen bituminösen Schiefers, der so hart ist, dass er Glas ritzt, dabei aber beim Betupfen mit Salzsäure lebhaft braust. Er enthält an 83 pCt. Kieselsäure und 5 pCt. organische Substanz neben dem übrigen, das kohlensaure Kalkerde und Magnesia ist. [2])

Die untersten Schichten des Wahsatch-Kalksteines (Subcarboniferous und Nevadakalk Cl. King) zeigen in ihren Petrefacten schon eine grosse Verwandtschaft mit dem Devon, namentlich dürfte die letzt erwähnte Schicht wohl schon dahin zu rechnen sein. In der Hauptmasse des Wahsatchkalkes finden sich *Chonetes granulifera, Productus Nebrascensis, pertenuis?* und *symmetricus?*

Aus den tiefern Schichten werden angegeben:

*Productus semireticulatus*, *Spirifer?*, *Zaphrentis?* und Crinoideen.

Aus den Minenregionen der Cottonwoodthäler sind bekannt *Spirifer cameratus, plano-convexus,* (nahe bei Alta City) *lineatus* und *Athyris subtilita,* (oberhalb der Flagstaffgrube); *plano-sulcatus, Claytoni* nebst *Spirifer albapinensis, centronatus, Euomphalus Utahensis* und *Terebratula Utahensis* kommen am nördlichen Abhange der Zwischenkette, östlich der Grube Reed & Benson vor.

Die specifisch devonische Ablagerung der sog. Ogden Quarzite, besteht aus reinem weissem oder grünlich weissem Quarzfels von marmorartiger Structur, mit Zwischenlagerungen von grünlich grauen Thonschiefern und hie und da von Conglomeratschichten; sie ist etwa 300—400 m mächtig. *Streptorhynchus inequalis* und *Proetus peroccidens* konnten bei der Reed & Benson Mine identificirt werden.

Eine gleiche Entwicklung kommt dem folgenden silurischen Gestein, dem kieseligen sog. Utekalkstein zu; derselbe ist dem Wahsatchkalk ähnlich, aber dunkelblau bis schwarz und feinkörnig; in den oberen Horizonten pflegt er compacter zu sein, als in den unteren, wo kalkige und thonige Schieferlagen mit ihm wechseln.

Die cambrischen Schichten, deren Mächtigkeit auf 3650 m geschätzt wird, sind vertreten durch thonige Quarzitmassen mit einigen feinkörnigen Glimmerschieferlagen in den oberen Theilen und mit einem starken, schwarz-braunen Thonschiefer in den unteren.

---

[1]) Hayden, sixth An. Rep. pag. 107.

[2]) Sollte das nicht ein Gemenge von Kieselschiefer mit Antrakonit sein?

Der Theil des Wahsatchgebirges, der die bisher erwähnte Region enthält, bildet ein geologisch ziemlich abgeschlossenes Ganzes; es ist eine Reihe von Sedimentgesteinen, die wohl mehr als 9100 m Mächtigkeit aufweisen und eine grosse von Graniten und Schiefern gebildete Masse umlagern.

Dabei existirt nicht nur etwa eine einzige Kette, wie solche weiter südlich, auftritt, sondern es ist ein Massengebirge von etwa $3^1/_2$ Meilen im Durchmesser, dessen mittlere Höhe an 3050 m erreicht und dessen Oberfläche tiefe Einschnitte von netzartig gelegenen Thälern zeigt, die unverkennbare Spuren sehr energischer Gletscherwirkungen an sich tragen.

Von dem Grunde des jetzigen Bassins aus gesehen erscheinen als Hauptspitzen allerdings die vorhin erwähnten Twin Peaks (3523,5 m hoch), mit dem Lone Peak (3442,7 m) und dem Clayton Peak (3623,7 m); aber viele Punkte des Gebirges sind noch höher als diese Spitzen, so z. B. nicht weniger als fünf allein auf dem Zuge zwischen den beiden letzt genannten Gipfeln.

Der Granit von der Basis der Twin Peaks ist, wie häufig in diesem Theile des Westens von Nord-Amerika, dioritisch und enthält Quarz, Biotit, Hornblende, Orthoklas und Plagioklas, sowie Titanit. Letzterer ist öfters in wohl ausgebildeten Krystallen mit blossem Auge leicht erkenntlich. Apatit ist durch die ganze Masse fein vertheilt und rothe Schuppen von Eisenoxyd sind nicht selten.

Eine Analyse von Th. M. Drown[1]) ergab:

| | |
|---|---|
| Kieselsäure | 71,78 |
| Thonerde | 14,75 |
| Eisenoxyd | 1,94 |
| Manganoxyd | 0,09 |
| Kalk | 2,36 |
| Magnesia | 0,71 |
| Natron | 3,12 |
| Kali | 4,89 |
| Glühverlust | 0,52 |
| | 100,16 |

Blöcke von der Grösse eines Hauses sind am Eingang der Cottonwoodthäler in die Ebene herabgestürzt und liefern jetzt das schöne graulich weisse Material zum Bau des grossen Mormonentempels in Salt Lake City.[2])

---

[1]) Cl. King 40th Par. II. pag. 356.

[2]) Ob dieses grobkörnige Material aber auf die Dauer den Witterungseinflüssen hinreichenden Widerstand bieten wird, ist noch fraglich.

A. C. PEALE[1]) führt als Eigenthümlichkeit mancher dieser Blöcke 5 cm starke und an 1,5 m lange geradlinige Feldspathadern an, die sich rechtwinkelig mit andern gleichen kreuzen.

Die krystallinischen Schiefer treten nur selten hie und da auf. Etwas nördlich vom Eingange in das Little Cottonwoodthal findet sich z. B. weisser Glimmerschiefer mit Staurolith.

Von älteren Eruptivmassen, die die Flötzgebilde durchbrechen, sind hier noch aufzuführen Wälle von Porphyr und dioritischen Gesteinen, welche in ihrem Aeussern oft verwittertem Granit ausserordentlich ähnlich sehen und namentlich mit dem Erzreichthum in intimstem Zusammenhang zu stehen scheinen. F. S. EMMONS führt mehrere derartige Vorkommen an[2]) und bemerkt, dass ihre Zahl sehr gross sei, die Ausdehnung der einzelnen Durchbrüche aber nicht gross genug, um sämmtlich auf der geologischen Karte markirt werden zu können.

ZIRKEL[3]) bezeichnet diese Gesteine mit dem Namen Granit-Porphyre und gibt genaue Beschreibung einiger Stücke.

Ein solcher syenitischer Granitporphyr bildet einen Wall von 6 m Stärke in dem oberen Wahsatchkalk des grossen Cottonwoodthales.

Die Sedimentbildungen haben hierdurch in ihren Lagerungen, wie leicht erklärlich, weitgehende Störungen erlitten. Starke Verdrückungen, locale Metamorphosen, Verbiegungen, Verwerfungen, Zerreissungen und andere Störungen finden sich besonders hier im Wahsatchgebirge. Von den metamorphischen Erscheinungen mag nur hier die nicht seltene Marmorbildung von Kalksteinschichten betont werden.

Die Erzlager, welche in diesem Theile des Wahsatchgebirges eine hervorragende Stelle einnehmen, treten in den unteren Horizonten des Kohlenkalkes auf.

Die Lagerstätten, obschon sehr häufig in einem Umkreise von 9—11 Kilometer Durchmesser um den Clayton Peak, sind unregelmässig vertheilt und an keinen bestimmten Theil des un-

---

In Stücken, die ich von dort mitbrachte, erreichen Hornblendekrystalle die Länge von 10 mm bei einer Breite von 4 mm. Titanitkrystalle, oft von 1 mm Länge, sind leicht an ihrem starken Glasglanze erkenntlich; aber nicht sehr häufig. Warum die Mormonen gerade diesen Granit erwählt haben, obwohl weiter nördlich, also näher der Stadt, im Big Cottonwoodthale ein solcher von weit feinerem Korn vorkommt, der an vielen Stellen nur aus Quarz, Feldspath und weissem Glimmer besteht, ist nicht zu erfahren. Dort in Utah sind oft direct vom Geiste im Traum gegebene Befehle maassgebend gewesen, gleichviel ob sie sich später als zweckmässig oder verfehlt herausstellten.

[1]) HAYDEN, sixth An. Rep. 1873. pag. 106.

[2]) CL. KING 40th Par. II. pag. 360.

[3]) Microscopical Petrography 40th Par. pag. 67, 68.

tern Horizontes gebunden. An einigen Stellen scheinen sie sich auch bis in die oberen Glieder der Uebergangskalke zu erstrecken. Präexistirende Hohlräume sind von den Metallen angefüllt worden. Eigentliche Gänge sind im Kalkstein noch nicht nachgewiesen worden.

Newberry führt die Minen Emma, Flagstaff, Kessler etc. von Little Cottonwood als Typen von Erzstöcken (Chamber mines) an.[1])

Was die Erze selbst betrifft, so verläugnen auch sie nicht den allgemeinen Charakter, der in der ganzen Kette der Cordilleren Nord- und Südamerikas vorwaltet. In der Tiefe kompacte Sulfide und in den oberen Regionen lehmartige Massen vor, so dass ein Europäer dieselben unmöglich für werthvoll halten wird, wenn er sich nicht durch die in der Hand fühlbare Schwere überzeugt, dass er es mit wirklichen Erzen zu thun hat. Nur die dokimastischen Resultate sind ausschlaggebend; Krystalle kommen verhältnissmässig selten vor.

Silberhaltige Bleiverbindungen bilden das Haupterzeugniss der meisten Minen von Utah; dann folgt Gold, z. Th. aus güldischem Silber, z. Th. direct gewonnen. Kupfer wird bis jetzt fast immer nur als unangenehme Beimischung betrachtet und behandelt.

Geringe Quantitäten Kupfererze hat man im Jahre 1878 aus Tintic ausgeführt, aber ohne Erfolg. Ueberhaupt mag bei dieser Gelegenheit eingeschaltet werden, dass von dem Mineralreichthum des nordamerikanischen Westens bis jetzt nur fast ausschliesslich die edlen Metalle sich zur Ausbeute eignen. Die enorme Bleiproduction, die allerdings dort auch stattfindet und den Preis dieses Metalls schon sehr stark beeinflusst, würde sofort erliegen, wenn die Bleierze nicht silberhaltig wären. Reiner Bleiglanz ist da nicht zu verwerthen.

Auch Zinkblende kommt massenhaft vor z. B. bei Georgetown und Mount Lincoln in Colorado, Jefferson City in Montana und in vielen Districten des pacifischen Küstenlandes, aber man denkt nicht daran, sie auszubeuten, während in Missouri Blei- und Zinkwerke in Blüthe stehen.

Nickelerze sind schon von mehr als fünf Punkten bekannt; Kobalt findet sich mit solchen im südlichen Theile von Yuma County in Arizona, aber wohl erst späteren Generationen vorbehalten.

Die bekannten Kupfererzlagerstätten von Clifton in Arizona, die von Butte in Montana (Kupferglanz, Rothkupfer und etwas Carbonat) sind reich, ob aber betriebsfähig für den Westen,

[1]) New York School of Mines Quarterly, March 1880.

ist noch nicht entschieden. Die letzteren Erze enthalten neben dem Kupfer 15 Unzen Silber für die Tonne und wurden auf dieses 1877 in Angriff genommen.

Die Peacock- und Monumentminen im obern Snakeriverthale enthalten immense Quantitäten sehr reiner oxydischer Erze, ebenso der Burrogebirgszug in New-Mexico, die Gegend von Fort Garland in Colorado, die nördlich von Laramie in Wyoming und mehrere in Californien; ihr Silbergehalt ist aber sehr gering. Daher ist 1877 kaum für eine Million Dollars Kupfer westlich vom Missouri producirt worden. Dass aber die Reihe auch an diese Lagerstätten kommen wird, ist einleuchtend. Auch in Utah finden sich reiche Kupfererze in Menge. Die da und in Nevada landläufige Behauptung, alles Erz sei silberhaltig, hat demnach in so fern Berechtigung, als silberfreie Substanzen noch nicht als Erze classificirt werden.

Sulfid ist die häufigste Verbindung, in der das Silber, allein oder combinirt in den verschiedenen metallischen Substanzen in Utah auftritt, dann folgt Chlorsilber, hierauf gediegen Silber, letzteres auch mikroskopisch in nicht metallischen Substanzen. So enthält z. B. der Kalkspath der Mc. Curdy Mine äusserst fein vertheiltes Silber. Grauer unscheinbarer Quarzbrockenfels aus der Eureka Hill Mine, der äusserlich nur dazu gut genug scheint, um (wie die Irländer sagen) „Gräben und Löcher auszufüllen", bringt bis zu 600 Unzen Silber in der Tonne aus. Weisser Quarz mit mikroskopischem Silbergehalt bildet das reiche Erz der Tuscarora Mine in Nevada und auch in Canada findet man ähnlicherweise Quarz, der von 0, 6—52, 3 Unzen Silber in der Tonne enthält z. B. bei Lake of the Woods und Wakefield (Ottawa Co.). Ein Vorkommen von silberhaltigem Kalkspath ist mir bekannt von der Mine Arañas in der Cordillere von Santiago in Chile, wo aus dem krystallisirten Calcit Silber durch Pochen und Schlämmen zu gewinnen war, und auch diesem analog ist der Silbergehalt von 6,4 — 137 Unzen[1]) im Calcit von Spar-Island in Canada[2]).

Nächst dem gediegenen Silber wäre noch Brom- und Jodsilber hier zu nennen. Diese beiden Verbindungen würden

[1]) Die Nordamerikaner berechnen den Gold- und Silbergehalt nach Unzen für die Tonne Erz. Es ist das insofern sehr bequem, weil die Unze Silber etwa den Werth eines Dollars und die Unze Gold den von 20 Dollar hat. Ich habe im Folgenden die Unzenangaben durch die procentischen, weil hier landesüblich, ersetzt. 1 Unze Silber in der Tonne ist gleich 0,0030613 pCt.

[2]) C. Hoffmann, Chem. Contrib. to the geology of Canada; Journ. Chem. Soc., Juli 1881, pag. 547.

sicher häufiger angetroffen werden, wenn man specielle Untersuchungen auf sie anstellen wollte.

Der Charakter der Erze der Cottonwood-Reviere ist von dem der Parleys Park Erze verschieden. Hier viel Bleiglanz bezw. Bleicarbonat in Nestern und Hohlräumen im Kalkstein (ähnlich den Eurekagruben in Nevada), dessen durch kohlensaure Wasser ausgewaschene Theile von Metallen eingenommen wurden, die aus Lösungen sich niederschlugen, welche besonders Blei führten, dort bleiarme Sulfide in typischen Gangspalten. Da aber die Zusammensetzung der Cottonwood-Erzmittel wenig von der der silberhaltigen Bleimineralien des Binghamthales differirt, so wird das bei diesen zu erwähnende genügend sein. Nur einige der Mineralien, die ich aus den Cottonwoodsgruben, bei einem flüchtigen Besuch [1]), erhalten konnte, mögen specielle Anführung finden.

Nächst silberhaltigem Bleiglanz, müssen Kupferkies, Schwefelkies, Fahlerz und etwas Zinkblende als Hauptbestandtheile der Erzmasse der Cottonwoodlagerstätten angesehen werden, auf denen dann Chlorirungen, Oxydationen und Carbonatisirungen

[1]) Ich traf auf der Tour mit Prof. B. S. Newberry vom Columbia College N. Y. zusammen. Eine Zweigbahn, die Wahsatch- and Jordan-Valley E. B., fährt von der nach Süden gehenden Utah Southern E. B. bei Sandy bis bei Graniteville am Fusse des Little Cottonwoodthales schmalspurig mit Dampf und von da mit Pferden längs des nördlichen steilen Abhanges des Thales hinauf bis nach Alta City. Luftige Holzconstructionen überbrücken einzelne Schluchten. Auf 12 km Länge ist die Bahn auf beiden Seiten stark bewandet und fest bedacht, um nicht durch Schneefälle und Lawinenstürze im Winter unfahrbar gemacht zu werden. Nur selten gestattet eine Oeffnung in den Wänden einen Blick nach aussen in die grossartige Scenerie. Obschon der Ausflug im hohen Sommer (am 29. Juli 1879) gemacht wurde, trafen wir doch nasse Strecken im Geleise abwechselnd mit staubtrockenen, was uns bei der in jenen Höhen überaus starken Verdunstung auffiel. Seitliche Quellen konnten nicht die Ursache sein; denn die wenigen, die dort rieselten und zur Tränke der Zugthiere benutzt wurden, benetzten nur ihre unmittelbare Umgebung, ebenso wenig konnten es Ansammlungen von gewöhnlicher Feuchtigkeit an tieferen Stellen sein, weil wir scharf abgegrenzte dunkle. d. h. nasse Strecken höher gelegene Bahntheile einnehmen sahen, während gleich darauf folgende Bahnsenkungen ganz trocken waren. Die Erklärung schien uns nicht leicht im Halbdunkel des Holztunnels während der Fahrt auszufinden, bis ich an hygroskopische Salze dachte, und damit das richtige traf. Da, wo granitischer Untergrund vorhanden ist, halten die harnsauren Salze, die von den Zugthieren herrühren, hygroskopisch die Feuchtigkeit fest, während sie da, wo cambrischer Kalk des Abhanges zum Bau benutzt worden ist, baldigst zersetzt werden und ihre wasseranziehende Kraft verlieren. So konnte man während der Fahrt im Halbdunkel des geschlossenen Raumes die Art des Gesteines bestimmen, und ein auf Versteinerungen fahndender Assistent Newberry's brauchte an nassen Haltestellen sich nicht erst durch die Zimmerung zu zwängen, um auszufinden, dass wir auf Granitboden seien.

eintraten und die entsprechenden Zersetzungs- und Umwandlungsproducte hervorriefen.

Von Alta City im Big Cottonwoodthale liegt mir vor ein Stück sog. Ringelerz, bestehend aus einem etwa 4 cm starken Kern von unvollkommen krystallisirtem Schwefelkies in einer 1—2 cm dicken Umhüllung von Bleiglanz, der von einer 1 cm starken Rinde ockerigen Brauneisensteins umgeben ist.

(Recht kostbare Ringelerze beschreibt Mr. VINTON[1]) aus der Grube Golden Era, Custer County in dem Utah benachbarten Süd-Colorado. In einem Porphyrwall zwischen Granit und Jaspis finden sich zwei fast vertical nach der Tiefe gehende Gesteinskörper, die aus rundlichen Stücken desselben Porphyrs und anderer Felsarten von 1—75 cm Durchmesser bestehen, welche durch Chalcedon verkittet sind. In einem dieser Gesteinskörper läuft ein säulenförmiges Erzmittel herab, dessen einzelne Stücke von Edelerzen umkleidet sind, und zwar so, dass die kostbare bis zu 1,25 cm starke Rinde derselben von aussen nach innen aus weisser Silberschwärze mit folgenden krystallinischen Silberverbindungen zusammengesetzt ist; zwischen letztern liegt Gold in dicken Blättern, die bis zu 2,5 cm Länge haben. Die Porphyrkerne selbst enthalten goldführenden Pyrit eingesprengt, und beträgt der Goldwerth der Schalen 60, der Silberwerth 30 und der Kupferwerth 10% des ganzen; letzterer aber schien bei weiterem Verfolg nach der Tiefe hin auf Kosten der beiden Edelmetalle zuzunehmen.)

Auch in der Marion Consolidated Mine im Little Cottonwood finden sich Erzkörper von Bleiglanz, die äusserlich die Einwirkungen von corrodirenden Medien aufweisen. Erze von der Reed & Benson Mine zeigen ebenwohl Bleiglanz, umhüllt von Bleicarbonat mit etwas Malachit. Zugleich tritt der Cerussit in derselben auch massig, derb und blättrig und unvollkommen krystallisirt auf, hie und da noch Bleiglanzreste enthaltend.

Dasselbe Vorkommen ist für die Hayes Mine zu verzeichnen.

Von Kupfermineralien ist ausser den gewöhnlichen noch Linarit anzuführen, der mit derbem Hornsilber, das in den meisten oxydirten Erzen der Cottonwoods vorkommt, und etwas Bromsilber vergesellschaftet ist.

Bleicarbonat, weiss wenn rein, gelb und röthlich wenn eisenhaltig und grün wenn kupferhaltig, erdig (sog. Bleierde), wenn thonig, bildet auch ein Haupterz der Emma Mine, sowie fast aller jener Werke.

---

[1]) Enginering and Mining Journ. 1878. I. pag. 423.

Der vielorts in Nordamerika zu findende Molybdänglanz fehlt nicht; in Quarz eingewachsen erhielt ich ihn vom Little Cottonwood Cañon.

A. C. Peale[1]) nennt noch folgende Mineralien von den Cottonwoods: Gelbbleierz in kleinen, glänzenden, tafelförmigen Krystallen in Drusenhöhlen ockerigen Erzes mit Weissbleierz, Aurichalcit, Bleiglätte und Antimonocker von der Flagstaff, gediegen Silber in Bleiglanz aus dem Vallejostolln der Silver Star Mine, und Kieselzink, Bleivitriol, Blende, Silberglanz, Spiessglanz etc. von anderen benachbarten Werken.

Eine Bauschanalyse von 82 Tonnen des besten Erzes der Emma Mine, sog. 1. class ore, lieferte im Jahre 1871

| | |
|---|---|
| Kieselsäure . . . | 40,90 |
| Blei . . . . . . . | 34,14 |
| Schwefel . . . . | 2,37 |
| Antimon . . . . | 2,27 |
| Kupfer . . . . . | 0,83 |
| Zink . . . . . . | 2,92 |
| Mangan . . . . . | 0,15 |
| Eisen . . . . . | 3,54 |
| Silber . . . . . | 0,48 |
| Thonerde . . . . | 0,35 |
| Magnesia . . . . | 0,25 |
| Kalk . . . . . . | 0,72 |
| Kohlensäure . . . | 1,50 |
| Sauerstoff u. Wasser | 9,58 |
| | 100,00; |

woraus man unter der Annahme, dass die Metalle ursprünglich als Sulfide vorhanden waren, solche quantitativ berechnete als

| | | |
|---|---|---|
| Bleiglanz . . . . . . . . | 38,69 | |
| Antimonglanz . . . . . | 3,30 | |
| Kupferkies . . . . . . | 1,03 | |
| Blende . . . . . . . . | 3,62 | |
| Schwefelkies . . . . . | 5,42 | |
| Silberglanz . . . . . . . | 0,54 | |
| | 52,60 | |
| wozu Kieselsäure mit . . | 40,90 | |
| und Erden, Wasser etc. mit | 6,47 | treten. |
| | 99,97 | |

---

[1]) Am. J. of Sc. III. pag. 198 erw. in Hayden, sixth. An. Rep. 1872. pag. 107.

Die Abwesenheit von Chlor wird dabei betont, ist jedoch leicht erklärlich. Dieselbe ist nämlich durchaus nicht maassgebend für diese Sorte Erz, weil dieselbe meist aus den schwersten, d. h. Bleiglanz-haltigen Mitteln besteht und Chlorsilber sich fast immer nur in den porösen, erdigen Erzen der oberen Teufen, und da grösstentheils fein vertheilt, findet, die als sogen. Laug- oder Wascherze nicht zu der 1. Klasse gezählt werden. Das von PEALE vorstehend angeführte Vorhandensein von gediegenem Silber im Bleiglanz vom Vallejo-Stolln der Silver Star Mine ist wohl nicht häufig bisher beobachtet worden. T. L. PHIPSON [1]) beschreibt ein gleiches aus dem reicheren Bleiglanz der Phönix Silverlead Mine in Cornwall und sagt, dass sich das Silber in feinen Drähten, die oft netzartig gruppirt oder spinnwebenähnlich verästelt sind, durch das Erz hindurchzieht; bemerkt jedoch auch dazu, dass dieses nur der Fall sei bei den reicheren Erzen aus der äusseren Gangzone, während im Innern des Ganges, wo der Bleiglanz mit Cerussit gemengt ist, sich kein gediegenes Silber in ihm findet.

Von dort gesammelten Quarzgesteinen wäre erwähnenswerth ein Rauchtopas in eigenthümlicher gleichsam stalactitischer Form. Es ist ein nahezu cylindrisches Stück von 3 cm Länge, bei 1,3 cm unterem und 1 cm oberem Durchmesser und zeigt einen opaken, durchgehend 1 mm starken Kern, um den sich unter einem rechten Winkel Krystallindividuen stengeligen Rauchquarzes dicht gruppirt haben; so dass es beim ersten Anblick den Eindruck hervorruft, als habe sich die Oberfläche eines Stalactiten mit radial abstehenden Krystallen bekleidet.

Eine ganz ähnliche Bildung habe ich einige Male hier bei Rauhfrost beobachtet; eine Krystallnadel von Eis starrt ohne irgend welche Verjüngung vor der Kante eines Pflanzentheils in die kalte Luft, wächst bis zu 1—2 cm Länge und beginnt hierauf nach beendetem Längenwachsthum sich mit kleinen Krystallen rechtwinklich zur Hauptaxe zu bedecken, bis das Ganze die grösste Aehnlichkeit mit einer kurzen, blendend weiss und dichtbehaarten Bärenraupe bekommt.

Da der zeitweise sehr wasserreiche Sturzbach der Little Cottonwood-Schlucht ein mittleres Gefälle von nahezu 1:10 hat, also sehr reissend ist und sich oft seinen Weg zwischen und unter gigantischen Felsblöcken suchen muss, trifft man in den hie und da entstandenen Tümpeln und Löchern hinter den Cascaden zuweilen kleine Geröllablagerungen der diversen

---

[1]) Comptes rendus 1874. pag. 563.

Kieselarten, die als Einschlüsse in den verschiedenen Gesteinen vorhanden sind.

Jaspis, Sinopel, Moosachat, Rauchkiesel, Granaten etc. liegen da von der Grösse eines Taubeneies bis zu der einer Erbse in bunter Menge nebeneinander.

Von Petrefacten erhielt ich dort aus den Cottonwoods eine Coralle, *Syringopora reticulata* GOLDF. (Petref. Germ. I. p. 76. t. 25, f. 8). Es is ein sehr charakteristisches Exemplar, das mit der GOLDFUSS'schen Abbildung vollkommen übereinstimmt. Die daneben abgebildete *S. ramulosa* differirt anscheinend nur durch unbedeutende Verschiedenheit der Maassverhältnisse. CL. KING bildet (40th Par. IV.) eine hierher gehörige Form vom Morgan Peak in den Wahsatchbergen auf t. 6. f. 2 u. 2a ab und sagt auf pag. 51 des Bandes IV., dass er in Zweifel sei, ob er dieselbe der *S. reticulata* oder *ramulosa* oder *S. geniculata* PHILL. zuweisen soll. Das vorliegende Stück von dem City Rock im Big Cottonwood Thale ist aber unzweifelhaft *Syringopora reticulata* GOLDF. aus dem echten Kohlenkalk.

Die Hauptgruben der Cottonwoodsthäler sind: Flagstaff, Emma, Butte, Joab Lawrence (North Star und Vallejo) Oregon, City Rocks, Eclipse, Island, Davenport, Lavinia, Richmond and Theresa, Kessler, Reed & Benson, Prince of Wales, Toledo etc. Die letzte liegt im Quarzit und scheint die einzige zu sein, die einen regulären Gang abbaut. Bemerkenswerth ist noch eine Gruppe am oberen Ausgange des Big Cottonwood-Thales mit den weniger bearbeiteten Werken Alta, Topaz, Comet etc., weil deren Erze Silber und Gold neben gediegenem Kupfer und Magneteisen führen.

Bis 1879 waren 3000 Concessionen ertheilt worden in diesen Revieren.

Die Emmagrube hat über $2^1/_2$ Mill. Dollars brutto producirt, die Flagstaff an 3 Mill., die Prince of Wales 1 Mill., die Kessler 225,000 Dollar in einem Jahre.

Die Cottonwood - Erze werden, da sie mehr oder weniger kalkig sind, bei den Schmelzprocessen der verschiedenen im Jordanthale südlich von Salt Lake City liegenden Hütten, mit den Erzen aus den übrigen Theilen des Territoriums, welche meist kieselig sind, gattirt.

Das Thal American Fork verläuft radial vom Clayton Peak in südwestlicher Richtung; seine oberen Ausgänge liegen nicht sehr weit von Alta City, der Bergstadt des Little Cottonwoodthales. Die Flötzformationen dieser Region sind genau dieselben, wie die vorher beschriebenen; Granit und andere Eruptivmassen fehlen dagegen.

Von Werken wären hier erwähnenswerth: Silver Bell,

Pittsburg, Wild Dutchman und Hidden Treasure.[1]) In diesen, namentlich in der letzteren, ist Bromsilber ein erheblicher Bestandtheil der Erze.[2])

Die Minen liegen theils im Kalkstein, theils im Quarzit, in letzterem u. a. die Wacht am Rhein.

In dem 9 m mächtigen Gange der Mary Ellen und Live Yankee tritt neben silberhaltigen Bleierzen viel Kupferkies und Zinkblende auf.

Mit dem östlich von diesem kurz beschriebenen Theile des Wahsatchgebirges liegenden Uintazug, der dem von Osten (New-York etc.) kommenden Reisenden nach mehrtägiger, einförmiger Prairiefahrt die ersten Berge in der Nähe zeigt, wird die orographische Vermittelung durch eine unregelmässige Trachytmasse hergestellt, deren Hauptrichtung SSO. ist und deren Länge an 7½ Meile bei einer Mittelbreite von etwa 1½ Meilen beträgt. Ihre Dome stehen den Granit-Gipfeln nur wenig an Höhe nach.

Die Haupterzzone des Wahsatchgebirges folgt von den erwähnten Regionen an nicht dem Zuge desselben nach Süden, sondern springt nach Westen quer über das Thal des Jordans zur Oquirrhkette. Mit dieser in der Meridianrichtung liegenden Erhebung wird die orographische Verbindung der Wahsatchberge durch einen Querrücken (Traverse Mountains) bewirkt.

Ganz so wie die Verbindung der Uintakette mit den Wahsatch Ranges durch eine Trachytmasse hergestellt wird, ist auch hier wieder dem Trachyt dieselbe Rolle zugefallen; aber seine Masse ist viel unbedeutender als die der vorhin angeführten Trachyteruption zwischen den Uinta- und Wahsatchbergen. Ihre Gipfel erreichen nur nahezu 2000 m Höhe. Der Jordan durchbricht sie und lässt bei dem Pass noch deutlich erkennen, dass eine Barrenbildung hier vorgelegen hat. Der östliche, räumlich geringere Theil geht vom Granitfusse der Wahsatchkette aus in die Quartärebene und zeigt an seinem nördlichen Fusse noch einen schmalen Streifen cambrischen (?) weissen Quarzschiefers, während der westliche aus der Ebene sich im Westen an den Quarzit des Oquirrhzuges anlehnt.

Auch petrographisch unterscheiden sich die beiden eben besprochenen grossen Verbindungs-Trachytmassen. Der der Uintaberge ist ausgeprägt krystallinischer Structur, enthält

---

[1]) Der Bergwerksname Hidden Treasure = „vergrabener, verborgener Schatz“ ist in dortigen Gegenden ausserordentlich häufig.

[2]) Jahresbericht der Salt Lake City Tribune, 1. Jan. 1881.

wenig röthliche Grundmasse mit starker Entwickelung von Sanidinkrystallen, auffallend frische Hornblende- und Glimmertheile und zeichnet sich durch das häufige Auftreten von Augit und Tridymit aus. Der Trachyt des Osttheiles der Traverseberge ist dagegen meist dunkelblaugrau, enthält grosse Sanidin- und Glimmerkrystalle bei einer so geringen Menge von Grundmasse, dass man auf den ersten Blick ihn für Granit halten könnte; dabei tritt noch Plagioklas in nicht unbedeutender Quantität auf, auch Hornblende ist vorhanden. Die Grundmasse ist gebildet von mikrolithischen Felsit- und Magnetitkörnern in einer Glasbasis. Der Trachyt des westlichen Theiles der Traverseberge ist röthlich und zeigt neben den grossen Sanidinkrystallen viel tombakfarbigen Glimmer und etwas Hornblende in glasiger Grundmasse.

Das Oquirrhgebirge selbst ist etwa 7 Meilen lang und verläuft, wie fast alle Bergzüge von Utah, nordsüdlich; Kohlenkalkstein und Quarzite bauen es fast ausschliesslich auf.

In den Lagerungsverhältnissen dieser beiden Hauptgesteine macht sich überall eine ausserordentliche Verwirrung bemerklich, und diese ist durch Porphyrmassen angerichtet worden, die jedoch nur an zwei Stellen zum Durchbruch gelangten.

Die Oquirrhkette ist die südliche Fortsetzung einer westlichen Längstheilung des Beckens von Lake Bonneville, die mit dem Eintritt der Promontorykette vom Norden her als langgestreckte Halbinsel in den Grossen Salzsee beginnt, sich in den beiden Inseln Fremont und Antelope Island fortsetzt, dann sich wieder unter obigem Namen etwas östlich der Südspitze des See's erhebt und von da rein südlich bis zum 40. Grade bis etwas westlich vom Südende des Utah-See's, der seine Wasser durch den Jordan in den Grossen Salzsee sendet, läuft, wo sie dann in die Parallelketten der High Plateaus von Utah, von denen einige bis in die Region des ewigen Schnees ragen, übergeht.

Der nördliche Theil der Oquirrhberge wird hauptsächlich durch Wahsatchkalke aufgebaut und reicht bis an das Südufer des grossen Salzsees. Da sind deshalb die Ufer des Sees weniger flach, als an der Ostküste und zu einem Badeplatze sehr geeignet. Im Sommer ist hier das Seebad der bemittelten Einwohner von Salt Lake City. Hier befindet sich auch der berühmte Black Rock, ein in der Nähe des Strandes sich isolirt aus dem See erhebender dunkler Kalkfels mit horizontaler Schichtung. In der Badezeit entwickelt sich ein sehr lebhafter Bahnverkehr zwischen Lake Point und der Hauptstadt.

Ein Handstück vom Wahsatchkalk, das ich dort bei Lake Point, nicht weit von einem isolirten Vorkommen von Quarzit

schlug, hat eine weisslich graue Farbe, ist sehr kieselig, ritzt Glas, zeigt splittrigen Bruch und eine hellgebliche Verwitterungsrinde, sieht überhaupt eher hornstein- als kalkartig aus und giebt den Calcitgehalt durch Anwendung von Salzsäure nur beim Erhitzen durch schwaches Aufbrausen zu erkennen.

In geringer Entfernung davon steht dagegen Kalkstein von etwas dunklerer Farbe an, der als typisch in allen Merkmalen gelten kann. Quarzit von dem darauf folgenden Gliede dieser Formation tritt östlich und nordwestlich der etwa eben so lang als breiten Kalksteinmasse in geringer Ausdehnung auf.

Aus dem letzt erwähnten Kalkstein bei Lake Point verzeichnet S. F. Emmons [1]) *Productus semireticulatus, Prathenianus, Streptorhynchus crenistria, Spirifer opimus, Fenestella, Polypora* und *Trematopora* neben *Chonetes granulifera, Productus nebrascensis, longispinus, Martinea lineata, Athyris subtilita* aus den nordöstlichen Partieen.

Bei dieser Gelegenheit mag noch eine Notiz hier über die alten Uferlinien gegeben werden. Es findet sich nämlich gerade in dem nordöstlichen Theile der Kalksteinmassen eine Höhle an 60 m lang und 7,5 m weit, welche ausgekleidet ist mit weissem Kalksinter, der runde dunkelblaue Kalkgerölle einschliesst. Die Höhle ist ein Rest der niederen Uferlinien und enthielt einige Schalenreste von einer lebenden *Amnicola* (oder *Hydrobia).* Zu dieser Zeit müssen also Theile des grossen Salzsees nicht so concentrirtes Wasser gehabt haben als das heutige ist. Die oberste Linie der kenntlichen Terrassen liegt 286,5 m über dem jetzigen (bezw. damaligen, 1869er) Niveau des grossen Salzsees. Innerhalb dieser Kalke fällt eine Schicht von feinkörnigem Sandstein auf, der im Gegensatze zu der allgemein herrschenden glasartigen Beschaffenheit und grossen Härte der übrigen Quarzite zerreiblich ist. Offenbar deutet dieser Umstand darauf hin, dass die Quarzite aus Sandsteinen durch Einwirkung von kieselsäurehaltigen Wassern hervorgegangen sind; diese letzteren scheinen jedoch auch Manches aufgelöst zu haben; eigenthümliche Hohlräume in einigen dieser Quarzite und in andern aus dem Weber Cañon rühren ganz entschieden von verschwundenen Versteinerungen her.

Quarzit ist es, der den mittleren Theil des Oquirrhgebirgszuges aufsetzt; es ist das auf den Wahsatchkalk folgende Glied der alten Kohlenformation, und seine Position ist geologisch genau festgestellt durch die in ihm gerade in Bingham Cañon, der Centralpartie des mittleren Theiles der Oquirrhkette, von

---

[1]) Cl. King, 40th Par. II. pag. 453, 454.

J. E. Clayton gefundenen *Archaeocidaris* n. sp., *Martinia lineata*, *Polypora* und Crinoideengliedern.

Nördlich und südlich wird er unterteuft vom Wahsatchkalk und an einer Stelle in seiner nördlichen Partie überlagert ihn eine Schichtenreihe der oberen Glieder der Kohlenformation, nämlich blaue kieselige Kalksteine und weiche erdige Kalkschichten, welche schlecht conservirte Reste von *Spirifer* und *Productus* aufweisen. In dem Kalkstein, der den Quarzit am Südende des westlicher gelegenen Ombegebirgszuges concordant überlagert, fand Cl. King dicht über diesem *Productus punctatus*. Eine vollständige Uebersicht der Fossilien aus diesem Theil, worunter *Orthoceras crebrosum* Geinitz, findet sich in 40th Par. I. auf S. 242 ff. neben der Petrefactenliste der anderen Glieder. Die letzterwähnten Kalkschichten setzen den oberen Theil des Connor Peak's, der aus dem Quarzitgebiet zu einer Höhe von 1986 m aufsteigt, zusammen.

Die Entwickelung des Quarzits in dieser mittleren Region des Oquirrhgebirges ist auf mindestens 1800—2400 m anzuschlagen und ist demnach eine ausserordentliche zu nennen, sowohl local für das grosse Meer, in dem der Wahsatchkalk mit ihm abgesetzt wurde, als auch für die Kohlenformation überhaupt, aus der ja Quarzite bis vor Kurzem noch von Naumann als Seltenheit bezeichnet und angeführt wurden, wie z. B. das Hervorragen einer Kuppe von Quarzit aus dem Kohlensandsteine bei Saint Priest, im Kohlenbassin von St. Etienne, das Auftreten des sogen. Millstonegrits bei Bristol etc.

Hier macht sich wieder einmal die Beobachtung geltend, dass in der Geologie America's fast nur grossartige Dimensionen auftreten. Neben die gewaltige Kohlenkalkentwickelung der Wahsatchregionen kann nur die auf beiden Seiten des Urals gestellt werden. In Mittelnevada soll die Mächtigkeit der Quarzitmassen 2400 m sogar noch stellenweise überschreiten; eine solche Entfaltung wird allerdings am Ural nicht erreicht.

Als Hauptfarbe des Gesteins ist ein helles Grau zu bezeichnen, das einerseits in schneeweiss, andererseits in dunkelaschgrau verläuft; daneben tritt sehr häufig rostgelb und rostbraun, aber nur selten roth und blau in verschiedenen Nuancen auf. Auch gefleckt und gebändert kommt es vor.

Einige Varietäten, die ich bei Bingham schlug, sind charakteristisch genug, um hier bezeichnet zu werden: Eine gelblich graue, rostfarbig gefleckt, ist matt und hat unebenen Bruch, eine weitere grünlich-graue hat schwachen Wachsglanz bei ebenem Bruch, eine gelbe ist ganz halbopalartig in Glanz und Ansehen und zeigt entschieden muscheligen Bruch, während eine vierte aus weissen rundlichen, seltener eckigen Stücken zu bestehen scheint, die durch ein schmutzig blutrothes, stellen-

weise dintenfarbiges Bindemittel vereinigt sind. Das Ganze ist von einem Mittel zwischen Wachs- und lebhaften Glasglanz und hat ausgezeichnet muscheligen Bruch. Fast alle haben das vielen Quarziten eigenthümliche frittenartige Aussehen.

Am seltensten ist die rein rothe Varietät, die man oryctognostisch mit dem Namen Blutjaspis bezeichnen müsste.

Gewöhnlich ist der Quarzit compact und nur zuweilen schiefrig abgesondert. Er pflegt stark zerklüftet zu sein und zerspringt beim Zerschlagen in unregelmässige, schiefwinklige Stücke; so dass man die Ausdauer und Geschicklichkeit der Indianer bewundern muss, welche aus ihm gute Pfeilspitzen herzustellen im Stande waren, die man noch jetzt häufig dort auf der Oberfläche findet und mit ihren zackigen Rändern gefährliche Wunden reissen mussten. [1])

Das Gestein widersteht dem Zerfallen in kleine Trümmer viel weniger als der Kohlenkalk; die Abhänge der Höhen, die es zusammensetzt, sind deshalb mit einer viel stärkeren Lage von Schutt und Grand bedeckt, als es bei den Kalkbergen der Fall ist.

Als Einschlüsse habe ich Eisenoxyd, rein und als Hydrat, auch Mangandendriten und erdigen Graphit bemerkt; Quarzkrystalle (in Drusen) und fein eingesprengter Schwefelkies sind häufig, Glimmerblättchen beobachtete ich dagegen nur in einer aschgrauen Varietät. Goldführend ist dieser Quarzit immer, wenn auch das Metall nur selten dem unbewaffneten Auge sichtbar erscheint.

Analysen von Quarzit aus der Umgebung von Bingham habe ich noch nicht gefunden, und ebenso wenig haben meine von dort mitgebrachten Stücke bis jetzt einen Analytiker gefunden. Reiner weisser Quarzit von Big Cottonwood ergab nahezu 96 pCt. Kieselsäure neben Kalk, Thon und Spuren von Eisenoxyd, und fast reiner Kiesel 98,5 pCt. bildet den

---

[1]) Die Formen dieser Pfeilspitzen sind dieselben, wie solche auf t. 16. f. 1—3 in Wheeler's U. S. Survey VI, Archaeology, pag. 374 u. 375 abgebildet und beschrieben werden von New-Mejico. Wheeler scheint sie als nicht häufig vorkommend anzusehen. In der Umgebung der Old Telegraph Mine sind sie jedoch zwischen den Quarzitbrocken, die das Material lieferten und die früher bewaldeten, jetzt nur mit Zwergeichengestrüpp bewachsenen Abhänge bedecken, in so grosser Anzahl anzutreffen, dass Wheeler's Zweifel, „ob Messerklingen oder Pfeilspitzen", sich nur zu Gunsten letzterer Ansicht entscheiden lassen. Im damaligen Waldesdickicht war es wohl schwierig, die abgesandten Pfeile wieder aufzufinden, wenn sie nicht ein sofortiges Zusammenbrechen des angeschossenen Wildes herbeiführten: sie vermoderten und ihre Spitzen kommen jetzt wieder zum Vorschein, nachdem Civilisation und Feuer Dickichte und Wälder vernichtet haben. Messerklingen verliert man nicht in so grosser Anzahl.

Quarzit von Bear River beim Mount Agassiz im nordöstlichen Theile des Bassins des grossen Salzsee's. Die fehlenden $1\frac{1}{2}$ pCt. bestehen aus Eisenoxyd und Thon.

Eine complete Analyse findet sich in CL. KING's Werk [1]) vom Quarzit des La Motte Peak, östlich vom Bear River Cañon. Sie weist auf nach B. E. BREWSTER:

| | |
|---|---|
| Kieselsäure . . . | 87,47 |
| Thonerde . . . . | 7,47 |
| Eisenoxyd . . . . | 0,26 |
| Magnesia . . . . | 0,20 |
| Natron . . . . . | 1,30 |
| Kali . . . . . . | 2,53 |
| Glühverlust . . . | 0,56 |
| | 99,79 |

Wie mag es gekommen sein, dass nach der kalkigen Tiefseebildung in dem grossen Wahsatchkalk-Meere ein fast ebenso stark entwickelter Niederschlag von Kieselsäure stattfand? Ist es eine Sandsteinbildung von vornherein gewesen? Dafür scheinen die Lagen loskörnigen Sandsteines, die hie und da vorkommen, zu sprechen; auch die auffallende Seltenheit der Petrefacten steht damit nicht in Widerspruch; dann aber müsste doch wohl der sandsteinartige Character sich mehr erhalten haben; dieser ist jedoch nur an sehr wenigen Stellen noch nachweisbar. Die Sedimente müssen durch gleichzeitigen Hinzutritt von gelöster Kieselsäure verkittet, verglast, gefrittet worden sein. Kieselsäuresolution entströmt ja noch heut zu Tage sehr vielen Geisern des nordamerikanischen Westens, und ein starkes Einfliessen von ihr vernichtet die Existenzbedingungen der organischen Wesen, die sich etwa noch im thonigen Sande halten könnten, vollständig. Dergleichen Kieselwasser müssen auch schon vor und zu der Zeit des Absatzes des Wahsatchkalkes periodischen Zutritt gehabt haben, wie die quarzigen Partieen desselben beweisen; diese waren aber nur Vorläufer der grandiosen und langdauernden Action, die den Weber-Quarzit producirte. Immerhin ist die geringe Menge von Thon auffallend; denn der Verbleib desselben, der doch dem sandliefernden Gesteine, gleichviel ob in Feldspath oder anderer Form, mit angehört haben muss, ist nicht nachzuweisen. Allerdings kommen auch einzelne Thonlager von mehr oder minder grosser Reinheit vor, so z. B. eins am Ausgang des Binghamthales, welches bei einer Mächtigkeit von 2 m ausgezeichnetes Material für feuerfeste Steine liefert, aber die Masse der

[1]) 40th Par. II. pag. 324.

Thone ist immerhin verschwindend klein gegen die Mächtigkeit der Quarzite.

In diesen nach verschiedenen Richtungen hin verworfenen und einfallenden Quarziten findet ein ziemlich lebhafter Bergbau auf Silber und Gold statt, namentlich im Binghamthale, das eins der bedeutendsten ist; jedoch sind hier die Silbererze bei weitem nicht so reich, als die der Ontariogruben. Die Haupterzzone ist sehr breit und durchschneidet die Berge in nordost-südwestlicher Richtung mit zahlreichen und untereinander ähnlich entwickelten Gängen, deren Mächtigkeit, wenn auch gross, doch an den meisten Stellen verschieden ist. Die continuirliche Erzführung giebt für lange Zeit Hoffnung auf regen Bergbau.

Die Gruben Old Telegraph, Spanish und Jordan repräsentiren recht gut den allgemeinen Character. Wahrscheinlich ist die Erzmasse ursprünglich vorwaltend als Bleiglanz und Schwefelkies abgesetzt worden, ersterer silberhaltig, letzterer goldführend. Zersetzungen, von der Oberfläche ausgehend, erzeugten Bleicarbonate und Eisenoxydhydrate.

Ausser den genannten Gruben sind zu bemerken die Live Yankee, Tiewaukee. Winnamuck, Yosemite, Stewart, Lead, Cabin Home, Alladin, Neptune, Giant Chief, Martin etc.

Abgesehen davon, dass in der Jordan, Spanish und Stewart-Mine die goldführenden Erzkörper schärfer markirt sind, als in der Old Telegraph Grube, kann diese letztere recht wohl als typisch gelten. Ihr Gang hat ein ziemlich genau ostwestliches Streichen mit einem nördlichen Einfallen von 30 bis 40° in den oberen und 50—60° in den tieferen Theilen. Seine Mächtigkeit beträgt in den unteren bis jetzt aufgeschlossenen Horizonten 22 m; 45 m höher, 18,3 und 76 m höher als der letztere Punkt 14,8 m.

Die auf mehr als 500 m Länge auf dem Ausgehenden leicht zu verfolgende Spalte besitzt in der Mitte dieselbe Einfallsrichtung, wie die Böschung des sie einschliessenden Gebirgsrückens, und war also leicht in ihrem unteren Theile durch Stollen zu erreichen.

Liegendes und Hangendes sind von Quarzit gebildet (nicht wie Laveleye[1]) berichtet, von Quarzit und dolomitischem Kalkstein) und unterscheiden sich nur durch ihre Consistenz.

Während nämlich das Liegende festen, compacten Quarzfels durchweg zeigt, besteht das Hangende aus rissigen Massen, die durch Thoneinlagerungen noch gebrächer gemacht werden. Auch kalkige Partieen finden sich, ohne aber eine Schichtung

[1]) Berg- u. Hüttenm.-Ztg. 1879. pag. 458.

deutlich wahrnehmen zu lassen; ausgesprochen ist solche erst im Tiefsten, wo z. B. eine mehrere Meter starke Schicht von kieseligem weissem marmorartigem Kalkstein, der als Einschlüsse u. a. krystallisirten Flussspath auf Kluftflächen enthält, concordant im Quarzit eingelagert ist.

Nicht weit von diesem Marmor steht auch in demselben Stolln ein Wall eines festen Gesteins an, das man ohne eingehende mikroskopische Untersuchung für einen feinkörnigen Syenit mit vielem, gleichmässig in die Masse fein eingesprengtem Schwefelkies halten wird. Es gehört jedoch zweifellos zu den eigenthümlichen Eruptivgesteinen, die ZIRKEL [1]) syenitische Granitporphyre nennt, und die auch in den Regionen der Cottonwoods mit eben solchen Schwefelkieseinschlüssen auftreten.

Wahrscheinlich hat diese Felsart Veranlassung gegeben zu dem Ausspruche der Handelskammer von Utah [3]), dass das ganze Schichtensystem der Binghamregion von Syenit unterlagert wäre.

Tiefbohrungen sind meines Wissens in dortigen Gegenden noch nicht vorgenommen worden, und dann würde man wohl viel eher in der Gegend von Ophir City am südlichen Westrande der Oquirrhberge, wo devonische und silurische Schichten auftreten, berechtigt sein, nach Syenit zu suchen, als bei Bingham, wo unter dem sehr mächtigen Quarzit der noch mächtigere untere Kohlenkalk liegt, der erst durchsunken werden müsste, ehe man jene Schichten erreicht, auf die Syenit folgen könnte.

Es wäre doch auch sehr auffallend, dass bei der geologischen Aufnahme durch CL. KING von dessen Beamten die Existenz von Syenit in jenem Gebiete übersehen sein sollte, während unbedeutendere Vorkommen, z. B. ein solches von Diorit am Südende von Bingham Cañon, verzeichnet und beschrieben worden sind.

Von dem erwähnten syenitischen Granitporphyr tritt eine nicht unbedeutende Masse etwas südlich von Bingham selbst oberhalb des in Rede stehenden Mineraldistrictes zu Tage. Sie liegt so ziemlich auf der Wasserscheide zwischen Bingham- und Toelle Cañon und erstreckt sich über 3 km von Norden nach Süden bei einer Breite von 500—800 m.

Es ist ein lichtgrünes Gestein mit Feldspathkrystallen, von denen die meisten klein und opak und nur wenige grösser und durchscheinend sind. Die Grundmasse besteht vorwaltend aus dunkelgrüner Hornblende von erdigem Ansehen. Glimmer ist

---

[1]) Microscopical Petrography 40th Par. 62.

[2]) Resources etc. of Utah. Omaha 1879. pag. 25.

fast gar nicht vorhanden. Titanit fehlt gänzlich. Unter dem Mikroskop sieht man, dass die Hornblende in auffallender Weise in drei verschiedene Zersetzungsproducte übergegangen ist, nämlich in Magneteisen, Epidot und eine lauchgrüne faserige Substanz. Diese besteht aus Hornblendekrystallen, in denen sich Calcit, kenntlich an seinen rhomboëdrischen Blätterdurchgängen, angesiedelt hat. Ein sehr instructiver Dünnschliff ist von Zirkel abgebildet und auch die Eigenthümlichkeit dieser Zersetzung betont. [1])

An das Auftreten derartiger Porphyre, welche nicht wie die aus dem Steinkohlengebirge von Flöha in Sachsen und dem von Brassac in Frankreich gleichalterig mit ihren nächsten Schichtenumgebungen sind, hat sich wahrscheinlich analog den Verhältnissen in der Cottonwoodregion die Bildung von Erzlagern geknüpft. Um das Wie und Warum dieses vielleicht zufälligen, vielleicht nothwendigen Zusammenhanges beantworten zu können, müssen aber wohl noch Beobachtungen gesammelt und richtig gedeutet werden. Vorerst kann nur die Existenz der Verbindung für einzelne Localitäten constatirt werden.

Auch im Innern des Erzganges der Old Telegraph Mine sind solche porphyrischen Massen angetroffen worden; nur waren sie dort, namentlich in den oberen Teufen porös und gebräche und ohne nachweisbare Fortsetzungen nach unten. Es waren eben unregelmässig begrenzte taube Einlagerungen (horses der nordam. Bergleute).

Als feststehend ist anzunehmen, dass durch später eintretende Zersetzung, der ja auch die Erzmittel selbst anheimfielen, ihre thonige Beschaffenheit herbeigeführt wurde und ihre Volumenvergrösserung mit dazu beitrug, das Hangende des Ganges zu erschüttern.

Aus den ganzen Verhältnissen geht nämlich hervor, dass dasselbe eine Verschiebung nach Norden mit dabei eintretender Auflockerung erlitten hat, wobei Erosionswasser der Jetztzeit nachträglich mitwirkten. Ein nicht unbeträchtliches Centralstück des Ganges ist nach dem Hangenden durch den mittendurchlaufenden Bear Gulch fortgewaschen worden, wodurch zwei herrliche Angriffspunkte für die Ausbeutung entstanden.

Was die Gangmineralien selbst anlangt, so ist deren Allgemeinheit entsprechend dem oben gesagten mit wenigen Worten leicht zu bezeichnen.

Unter einem Eisenhut zwischen thonigkieseligen Bestegen lag von vornherein silber- und goldhaltiger Bleiglanz mit unter-

[1]) Microscopical Petrography 40th Par. pag. 67.

geordnetem Kupferkies, Kupferfahlerz, Schwefelkies und sehr weniger Zinkblende in kieselig thonigem Gestein.

Diese Erze wurden bis zu einem gewissen Niveau durch darüber stehende Salzwasser oder Mutterlaugen zersetzt und erlitten da, wo seitliche Communicationen mit dem umgebenden und überfluthenden Meere stattfanden oder den oben eingedrungenen Lösungen einen Ausfluss liessen, natürlich auch Verluste.

Vor oder nach der Chlorirung trat, wahrscheinlich erst nach erfolgter Hebung über den Wasserspiegel, eine Periode von Oxydation und Carbonisation ein, die das Volumen der gebliebenen Erzmasse so vergrösserte, dass das nicht allzu mächtige Hangende nachgeben musste.

So finden sich denn in den unteren Teufen vorzugsweise Bleiglanzmassen von grösserem oder geringerem Umfange; je weiter nach oben, desto mehr tritt eine Umhüllung derselben von Bleicarbonat mit etwas Sulfat, Chlorid und (selten) Phosphat auf, bis letztere in den obersten Teufen ganz verschwinden, um den Carbonaten den Platz vollständig zu überlassen.

Man trifft häufig Stücke Bleiglanz, die zwischen den beiden vertikalen Blätterdurchgängen schon soviel Blei-Carbonat enthalten, dass die einzelnen Säulchen fächerartig auseinander getrieben sind; man kann alle Uebergangsstufen vom reinsten krystallisirten Cerussit bis zum intacten Schwefelblei deutlich verfolgen.

Auch hinsichtlich des Aggregatzustandes und der Farbe finden grosse Verschiedenheiten statt. Zwischen dem festen Bleiglanz und dem pulverförmigen hellen Weissbleierz existiren ebenso alle möglichen Mittelformen, wie zwischen den Massen reinen, demantglänzenden krystallisirten Cerussits und Nestern schwarzgrauem opaken Bleimulms. Schwarzbleierz geht dort einerseits über in Weissbleierz, andererseits in Bleiglanz.

Alle diese oben erwähnten Erze sind aber nur an verhältnissmässig wenigen Stellen rein anzutreffen; der grösste Theil verläugnet den schon oben bezeichneten Character der Cordillerenzone nicht; sie sind lehmartig und missfarbig.

Der Silbergehalt ist an der Basis des bis jetzt aufgeschlossenen Gangtheiles als Schwefelsilber, in der Höhe ausschliesslich als Chlorsilber vorhanden und so fein vertheilt, dass er selten dem blossen Auge sichtbar ist. Aber Alles ist von ihm erfüllt, der Thon des stellenweise auftretenden Bestegs, der sich nicht selten findende Zellenquarz, der lockere aus Aggregaten von harten Kryställche bestehenden blendendweisse Plattenquarz, ja sogar der kieselige Hämatit des Eisenhutes.

Das Hangende des Ganges ist stellenweise bis auf 5 m Entfernung silberhaltig (bis 0,243 pCt.), aber durchaus bleifrei.

Von den einzelnen Mineralien wären folgende erwähnenswerth:

Silberhaltiger Bleiglanz, massig in der Tiefe, in compacten Nestern weiter aufwärts, Zahl und Dimensionen von diesen nach oben und nach dem Hangenden hin abnehmend, ist nahe dem Ausgehenden des Ganges kaum noch vorhanden. Krystalle scheinen sehr selten dort zu sein. Er findet sich in allen Uebergangsstadien in Cerussit. Silbergehalt bis zu 0,122 pCt. mit etwas (0,00011 pCt.) Gold.

Schwefelkies, hie und da putzenförmig ausgeschieden und nicht selten krystallisirt in Pentagondodekaëdern; hauptsächlich in den mittleren Gangpartieen. Er scheint auch hier, wie im Rammelsberg, sich hauptsächlich die Centralpartie als Ablagerungsstätte ausgesucht zu haben.

Eine Probe von einer Wand aus dieser Centralpartie, Grecian Bend, ergab 41,40 pCt. Eisen, 17,24 pCt. Schwefel, 0,031 pCt. Silber und 0,00047 pCt. Gold. Eine andere Analyse lieferte 36,4 pCr. Eisen, 5,85 pCt. Kupfer, 42,6 pCt. Schwefel, 0,091 pCt. Silber und 0,001 pCt. Gold, aber keine Spur von Blei, Zink oder Chlor, also 61,72 pCt. Schwefelkies, 16,92 pCt. Kupferkies mit 0,134 pCt. Silberglanz und anderen Sulfiden. (Rioult-Paris.)

Zinkblende ist nur im massigen Bleiglanz der unteren Etagen hie und da als geringe Ausscheidungen bemerklich. Ich konnte sie an nicht mehr als drei Handstücken auffinden. Auch fein vertheilt, dem unbewaffneten Auge nicht sichtbar, wird sie in den Old Telegrapherzen vermisst.

Von 65 entnommenen Proben ergaben nur drei einen Zinkgehalt, der allerdings in einem Stück, das zugleich 13 pCt. Kupfer 48,6 pCt. Blei und 0,072 pCt. Silber aufwies, 8 pCt. erreichte (Rioult). Analysen von einem Mittel aus 1000 Tonnen entnommen, ergaben kein Zink.

Kupferkies und Buntkupferkies finden sich weniger häufig selbständig als eingesprengt und mit Schwefelkies vergesellschaftet.

Kupferfahlerz liegt dagegen als nicht unbedeutende Einlagerung in annähernd gleicher Höhe mit der Schwefelkieswand auf dem östlichen Gangtheil.

Mehrere schwache Gänge im Binghamthale führen Kupfererze, Kies und Buntkupfer mit Carbonaten und anderen Zersetzungsproducten, nahe dem Ausgehenden, haben sich nach der Teufe hin aber nicht als bauwürdig erwiesen.

Silberglanz ist in kleinen Partien nicht selten in den un-

tersten Etagen der Old Telegraph Mine; meist findet er sich in Form von sehr fein vertheilter Silberschwärze.

Eine Untersuchung von Rioult lieferte 0,072 pCt. Silber in Form von Sulfid; eine andere von A Hof im hiesigen Laboratorium ergab 0,079 pCt. als Schwefelsilber neben 0,183 pCt. als Chlorsilber.

Eisen ist natürlich im Gange überall vertreten und, wie gewöhnlich, meist als Eisenoxydhydrat vorhanden; in feinster Vertheilung gibt es den Gesteinen und Erzen die Rostfärbungen, in dünnen Ueberzügen von schön dunkelrother Farbe bekleidet es in einzelnen Regionen die Krystalle des Weissbleierzes, als Cement verkittet es heterogene Erz- und Gesteins-Fragmente in früheren Wasserläufen und als compacte, feste Einlagerungen bietet es mehr interessantes in seinen Drusenräumen dem Mineralogen. als vortheilhaftes in seiner Existenz dem Bergmann; denn, wenn es auch Edelmetalle birgt, deren Zugutemachung in Europa mit Leichtigkeit zu bewerkstelligen wäre, ist doch in jenen Gegenden sein Kieselgehalt ein allzu störender Factor. Eine Analyse lockerer eisenschüssiger Masse aus dem Innern des Ganges lieferte neben 46 pCt. Eisenoxydul 0,017 pCt. Silber und 0,003 Gold (Rioult), repräsentirte also in diesen beiden letzteren schon einen Werth von 30 Mark für Tonne.

Sogar der Eisenhut des Ganges hat keinen weiteren Nutzen, als den der Andeutung des Gang-Adels, obschon bis zu 0,049 pCt. Silber und 0,00016 pCt. Gold in ihm nachgewiesen wurde.

Dass Mangan das Eisen begleitet, bedarf wohl nicht erst der besonderen Betonung.

Gold als gediegenes Metall muss vorhanden sein, indem der ganze Quarzit des Binghamthales solches enthält und an einzelnen Punkten in reichem Maasse.

Was nun die aus den angeführten Erzen hervorgegangenen Secundärproducte betrifft, so steht das Weissbleierz oben an. Es findet sich massig, krystallinisch blättrig, dicht, erdig und in Krystallen bis zu 2 cm Länge, namentlich in Hohlräumen, einzelne Krystalle aufgewachsen auf Eisensteine u. s. f. Es kommt kieselig und thonig vor, in kleinen isolirten und losen Krystallindividuen mit Bleimulm vermengt, zwischen den Lamellen von Bleiglanzstücken, die es, wie schon oben erwähnt, zuweilen fächerartig auseinander getrieben hat, und bildet das Haupterz für die Gewinnung des silberhaltigen Bleies. In untergeordneten Mengen findet sich auch Bleivitriol.

Weiterhin tritt, wenn auch seltener, Buntbleierz auf, aber schwerer erkenntlich durch sein Aeusseres, als vielmehr durch den Gehalt an Phosphorsäure in den Analysen.

Aus dem Schwefelkiese und Kupferkiese gehen die entsprechenden Vitriole hervor, von denen sich Kupfervitriol in starke Effloreszenzen an mehreren Stellen bemerklich gemacht hat. Ferner sind die Carbonate Linarit, Lasur, Malachit nicht selten. Man findet namentlich letzteren sowohl selbständig, als auch als färbenden Bestandtheil der benachbarten Mineralien. Kupferlasur bekleidet zuweilen polsterförmig die Wände von Drusen mit kleinen nadelförmigen Krystallen.

Wenn nun auch ein weiteres Zersetzungsproduct der ursprünglichen Gangmasse, das Chlorsilber, als eigentliches Mineral des Old Telegraphganges nicht angeführt werden kann, weil es nur in unsichtbaren Partikeln vorkommt, so darf dasselbe doch nicht übergangen werden, weil es die ganze Gangmasse von der untersten Bleiglanzetage an aufwärts durchdringt und den Gesammtreichthum der Erze bildet.

Es sind viele Tonnen dort gefördert worden, die einen mittleren Gehalt von 0,42 pCt. in Silber in Gestalt von Chlorid enthielten d. i. an 0,56 pCt. Hornsilber oder 137,2 Unzen metallisches Silber in der Tonne, die dadurch also einen Bruttosilberwerth von über 137,20 Dollars hatte.

Auch mehrere von Rioult untersuchte Stufen ergaben diesen Gehalt, der sich an einzelnen besonders ausgelesenen und im Laboratorium der Old Telegraph Mine probirten Stücken noch viel höher berechnete. Grössere Stufen reinen Hornsilbers aus anderen Bergwerken Utah's sind überhaupt keine Seltenheit.

Chlorblei ist ebenfalls vorhanden, und nicht nur als Bestandtheil von Pyromorphit oder Hornblei, sondern als freies Mineral; wenn es auch als solches bei den dokimastischen Untersuchungen dort noch nicht aufgefunden wurde, so hat doch sein Auftreten unter andern Verhältnissen, als unter denen es bisher als Cotunnit in Laven vorkam, nichts befremdendes. In Peru findet sich das Chlorblei in mehr oder weniger voluminösen Massen in Verbindung mit Bleioxychlorür und Kupferbleichlorür [1]), ohne dass Bleicarbonat oder Phosphat in der Mischung vorhanden ist, und demnach die Gegenwart von Chlorblei nicht auf das Vorhandensein von Hornblei oder Pyromorphit zurückgeführt werden kann. In einem hier im Marburger Univ. Laboratorium von A. Hof untersuchten Stück lehmigen Old Telegrapherzes, wies der hohe Chlorgehalt entschieden auf Chlorblei hin, ohne dass die Gegenwart von Pyromorphit zu constatiren gewesen wäre. Es fanden sich neben Silber 0,063 pCt. Blei, die nur als Chlorblei vorhanden sein

[1]) A. Raimondi, Minéraux du Pérou pag. 144.

konnten. Dem entsprechend findet sich auch eine derbe graulich schwarze Masse, die aus der Zersetzung des Bleiglanzes herrührt, in der Grube Estrella in der Sierra Almagrera in Spanien, welche aus 26 pCt. Schwefelblei, 60,8 pCt. Chlorblei, 2,5 pCt. Sulfiden von Eisen, Kupfer, Antimon und Silber und 10 pCt. freiem Schwefel besteht [1]). Seine Existenz ist also nicht zu bezweifeln.

Neben Chlorblei muss aber auch noch Chlorgold dort auftreten, dessen Vorhandensein deutlich aus folgenden Umständen hervorgeht.

Die Erze der obersten Etagen der Old Telegraph Mine sind an vielen Stellen sehr bleiarm, enthalten jedoch soviel Chlorsilber, dass eine Zugutemachung durch Schmelzen zwar für sie nicht anwendbar ist, weil sie zu quarzig oder thonig sind, ein Auslaugeprocess aber sehr gute Resultate liefert.

Man giebt ihnen zuerst ein möglichst gleichmässiges Korn von Erbsen- bis Haselnussgrösse, trennt für aparate Behandlung das feinere Erzmehl und bringt sie dann in grosse Cisternen, in denen sie dem PATERA'schen Laugeprocess unterworfen werden; d. h. man behandelt sie 8—12 Stunden mit einer concentrirten Lösung von Antichlor, d. i. unterschwefligsaurem Natrium, $Na_2 S_2 O_3$, wodurch das Chlor dem Silber entzogen wird, und mit dem Natrium Kochsalz bildet, während die unterschweflige Säure sich mit dem Silber verbindet und mit überschüssig vorhandenem Antichlor ein Doppelsalz formirt. Der Vorgang wird etwa durch die Gleichung

$$2\,Ag\,Cl + 2\,Na_2\,S_2\,O_3 = Ag_2\,S_2\,O_3,\ Na_2\,S_2\,O_3 + 2\,Na\,Cl$$

ausgedrückt.

Die klare Lauge wird nun in andere Cisternen von geringeren Dimensionen übergeleitet und dort mit Schwefelcalcium, das man an Ort und Stelle aus Aetzkalk und Schwefel unter Einleitung von Wasserdampf herstellt, zerlegt. Es erfolgt durch Umsetzung Schwefelsilber in Schlammform, welches sich ablagert und eine darüber stehenbleibende Lösung von unterschwefligsaurem Kalk, Antichlor und Kochsalz, welche weiter benutzt wird bis ihr Kochsalzgehalt störend wird.

$$Ag_2\,S_2\,O_3 + CaS = Ag_2S + Ca\,S_2\,O_3.$$

Es ist das ein Process, der seit etwa einem Decennium ausserordentliche Verbreitung in Utah, Colorado und Mejico gefunden und die Amalgamation stellenweise verdrängt hat. Mancherlei

---

[1]) RICHTER, Jahrb. f. Min. 1856 pag. 436; erw. ROTH, Chem. Geol. I. pag. 249.

Modificationen sind dabei den localen Umständen entsprechend eingeführt worden, und man hat auf ihrer Basis das künstliche Chloriren der Erze bedeutend erweitert, so dass die Oefen von Stetefeldt eine immer grössere Anwendung finden.

Nun stellt sich aber heraus, dass das durch Laugerei erzielte Silber goldhaltig ist; so enthält z. B. das aus den Old Telegraph Laugereien 1878 1 Theil Gold auf 145,4 Theile Silber und 1879 einen solchen auf 137,4 Theile Silber.

In welcher Form existirte nun das Gold in den Erzen?

Gediegen keinenfalls; denn die angewandten Reagentien greifen Gold nicht an, können es also auch nicht lösen; eine mechanische Lockerung des Erzes würde höchstens das gediegene Gold auf den Boden der Beschickung gelangen lassen, aber nicht in die klare Lauge, die zum Ueberführen in die zweite Cisternen-Reihe oben abgezogen wird.

Als Tellurgold oder Electron kann es nicht vorhanden sein; denn auch diese Verbindungen sind durch das angewandte Reagens nicht angreifbar; ebenso wenig ist die Existenz von Antimongold, wie solches in venezolanischen und californischen Erzen z. B. bei Grass-Valley und im Misspickel von Guejar am Fusse des Muley Hacen vorkommt,[1]) zu denken; denn wenn auch Spuren von Antimon in den Old Telegrapherzen nachweisbar sind, so kann das mit dem löslichen Silbersalz gehende Gold nicht aus seiner etwaigen Verbindung mit Antimon durch ein so schwaches Reagens wie Antichlor ist, abgeschieden worden sein. Also auch als Antimongold kommt es hier nicht vor.

Nach von Arzruni mitgetheilten Notizen lässt sich aus den frisch zerstossenen goldhaltigen Kiesen von Berjósowsk[2]) auch ohne Amalgamation auf nassem Wege Gold ausziehen und ganz dasselbe findet bei den dortigen Amalgamationsrückständen statt.

Das Gold muss demnach auch da in anderer als bisher bekannter Weise auftreten, indem der frei oder als Legirung im Kies befindliche Theil vom Quecksilber aufgenommen wird, der andere aber nur auf nassem Wege zu gewinnen ist.

Etwas ähnliches muss bei den Virginischen Golderzen vorliegen. Diese können dem gewöhnlichen Amalgamirungs-Verfahren nicht unterworfen werden, weil Erze von 25—75 Dollars Probe-Goldgehalt nur 4—12 Dollars ausbringen; und ein besseres Resultat ist weder durch trockene noch nasse Auf-

---

[1]) E. Cumenge et Edmond Fuchs, Comptes rendus 1879. pag. 587.

[2]) Zeitschr. f. Kryst. IV. pag. 403. 1880.

bereitung zu erzielen. Bislang sind dort nur 10 pCt., des in den Erzen enthaltenen Goldes gewonnen worden. [1])

In welcher Verbindung Gold in diesen Kiesen liegt, steht noch dahin, wenn auch Schwefelverbindung die wahrscheinlichere ist; jedenfalls zeigt aber dieses Vorkommen im Verein mit den anderen angeführten, dass Gold unter gewissen Umständen doch leichter angreifbar ist, als bisher angenommen wurde und die von ZINCKEN s. Z. aufgestellte Behauptung der Existenz natürlichen Selengoldes gewinnt jedenfalls an Wahrscheinlichkeit. Im Old Telegraphgange, sowie überall in jenen Gegenden, in denen sich ein gleiches Verhalten von Goldgehalt beim Laugen bemerklich macht, muss es nothwendiger Weise in der Form von Chlorid auftreten.

Im nordamerikanischen Westen müssen es Mutterlaugen gewesen sein, die das Chlor und den Druck lieferten, um diese Combination zu erzeugen. Solches geschieht ja neuerdings künstlich durch den PLATTNER'schen Process, bei dem nur der Umstand der Einhüllung des Goldes durch etwa gleichzeitig gebildetes Silberchlorid störend wirkt, wogegen die Mears Chlorination Compagnie in Philadelphia Goldchlorid aus Golderzen durch Contact derselben mit Chlor unter hohem Druck und durch diesen herbeigeführte Beseitigung jenes Nachtheiles producirt. [2])

Die Ansicht, dass Gold, das bei dem Auslaugeprocess mit Antichlor dem Silber folgt, nur als Chlorid, $Au\,Cl_3$, vorhanden sein kann, wird noch dadurch unterstützt, dass im Verlauf des Processes wie beim Silberchlorid ein Doppelsalz, unterschwefligsaueres Goldoxydul-Natron entsteht, dessen Bildung, schon längst bekannt, nach der Gleichung:

$$8\,Na_2S_2O_3 + 2\,AuCl_3 + 4\,H_2O = 3\,Na_2S_2O_3 + Au_2S_2O_3 + 4\,H_2O + 6\,NaCl + 2\,Na_2S_4O_6$$

vor sich geht.

Zugleich soll nach MEILLET dabei sich ein Natriumgoldchlorür $Na\,Cl,\ Au\,Cl$ bilden. Der Zusatz von Schwefelcalcium wird nun schwerlich stabiles Schwefelgold erzeugen, unter allen Umständen aber das unterschwefligsaure Gold, aus seinem Doppelsalze mit Antichlor scheiden und dem Schwefelsilberschlamm beigesellen, gleichviel ob als Goldsulfid oder Goldmetall.

In der oben erwähnten Bildung von Natriumgoldchlorür scheint ein grosser Theil der bei der Laugerei vorkommenden Verluste zu liegen.

---

[1]) Eng. u. Mining Journ. 1878. pag. 183.
[2]) Chem. Ctrbl. 1881. pag. 414.

Es muss also auch Goldchlorid unter die den Old Telegraphgang ausfüllenden Mineralsubstanzen gezählt werden, und nur aus der Einwirkung von Mutterlaugensalzen, von denen namentlich das Chlormagnesium leicht einen Theil seines Chlorgehaltes abgiebt, lässt sich dieses Verhältniss in Verbindung mit den übrigen Umständen einfach erklären.

Nimmt man an, dass das meiste jetzt gediegen vorkommende Gold aus Goldchlorid stammt, so sind auch die meisten Arten seines Auftretens in anderen als offenbaren Schuttmassen leicht zu deuten. In dem durchweg goldhaltigen Quarzit, der eine enorme Absatzbildung ist, befindet es sich in viel zu gleichmässiger Vertheilung, als dass man annehmen könnte, es sei von den Ufern her als Körnchen oder Blättchen eingespült worden. Wurde es dagegen aus einer goldhaltigen Salzlösung gefällt, so ergeben sich alle nähere Umstände seines Vorkommens auf sehr begreifliche Weise. Wo mehr Goldchlorid vorhanden war, trat das Gold bei seiner Reduction zu grösseren Körnern zusammen, aus schwachen Lösungen erfolgte der Niederschlag in kleinen, zuweilen sogar unsichtbaren Partikeln.

Auch die goldhaltigen Ringelerze und die säulenförmigen goldreichen Erzkörper, die namentlich in Californien so characteristisch vertreten sind, finden so eine leicht fassliche Erklärung. Es waren Lösungen, die von oben nur an einem oder einigen Punkten Zutritt hatten und langsam eindrangen und ihren Weg annähernd vertical verfolgten. Bei Gängen, die neben güldischem Hornsilber auch noch gediegenes Gold durch die ganze Masse fein vertheilt bergen, wird wohl nur dasjenige Goldchlorid einer Zersetzung entgangen sein, das sich mit Silberchlorid innig vereinigt fand, wogegen das für sich bestehende zerfiel und dabei noch sehr energische Oxydationswirkungen in seinen unmittelbaren Umgebungen verursachen konnte. Dass Gold häufiger mit oder in Quarz, als mit oder in anderen Mineralsubstanzen gefunden wird, lässt allerdings eine Relation zwischen Quarz und Gold vermuthen, schliesst aber keineswegs die Existenz von Goldchlorid aus und ebenso wenig steht damit in Widerspruch die Beobachtung, dass Goldgänge nach grösserer Teufe hin oder bei Erweiterungen nicht reicher zu werden pflegen.

Der Eindruck, dass das Gold in einzelne Lagerstätten durch Niederschlag aus Solutionen gelangt ist, hat sich übrigens schon manchem Beobachter aufgedrängt. So sagt z. B. der K. Correspondent des Engineering and Mining Journals in einem Bericht [1]) über die Goldquarze des californischen Bodiedistrictes,

[1]) November 1878.

welche nach SILLIMAN in trachytischen Porphyren vorkommen, dass das Metall in dem zuckerartig körnigen, gebrächen Quarz evident wässeriger Herkunft sei und dass die kleinen Octaëderkrystalle desselben aus einer heissen Lösung stammen müssten.

Im Meerwasser ist Gold jedenfalls als Chlorid vorhanden und von den Seesalzen ist Chlormagnesium das am meisten disponirte, Chlor an andere, namentlich metallische Substanzen abzugeben. [1])

Man würde vielleicht zu weit gehen, wollte man auch den Magnesiagehalt der Quarzite von dem genannten Meeressalz direct ableiten, aber es wäre doch möglich, dass er theilweise davon herstamme; denn wo wir Chlor oder von ihm unzweideutig hinterlassene Zeichen finden, liegt die marine Quelle desselben ungleich viel näher, als die vulkanische und auch diese letztere kann ihr Chlor aus Verarbeitung von (marinen) Salzflötzen beziehen.

Magnesia erscheint auch in der Analyse, die von 1000 Tonnen Erz hergestellt wurde. Eine solche 1876 von OTTO WUTH in Pittsburgh gemacht, lieferte:

| | |
|---|---|
| Bleicarbonat . . . . | 50,43 |
| Bleiglanz . . . . . . | 15,02 |
| Eisenoxyd . . . . . | 3,78 |
| Schwefelkupfer . . . . | 0,76 |
| Schwefeleisen . . . . | 7,37 |
| Quarz . . . . . . . . | 12,47 |
| Thonerde . . . . . . | 3,01 |
| Kohlensaurer Kalk . . | 3,64 |
| Schwefelsaurer Kalk . . | 3,04 |
| Kohlensaure Magnesia . | 9,26 |
| Silber (als Chlorür berechnet) . . . . . | 0,09 |
| | 99,97 mit Spuren |

von Arsen, Antimon und Kobalt. Silber war als Metall mit 21,14 Unzen für Tonne = 0,0045 pCt. notirt. Für Gesammtbleigehalt ergaben sich 52,06 pCt.

Die Aufeinanderfolge der verschiedenen Erze nach Horizonten ist schon erläutert worden. Sulfide im Tiefsten und nach dem Hangenden zu, wobei die Kiese das Centrum ein-

[1]) Beiläufig mag hier erwähnt werden, dass in dem Bericht meiner Anschauungen über die Wirkungen von Mutterlaugen auf pag. 511, Z. 9 von oben des 33. Bandes (1881) dieser Zeitschrift die Magnesiasalze des Meerwassers irrthümlich in Folge eines Schreib- oder Druckfehlers als nicht statt leicht zersetzlich bezeichnet worden sind.



nehmen, weiter nach oben hin Carbonate und Chloride und zu oberst (abgesehen vom Ausgehenden, d. i. dem kieseligen Eisenhut) nur Chloride mit zunehmenden tauben Mitteln.

Die Chloride sind hauptsächlich durch feinst zertheiltes Hornsilber repräsentirt.

Dass von den anderen Chloriden, d. h. von Eisen, Zink und Kupfer, die jedenfalls auch entstanden sind, sich nichts mehr erhalten hat, ist begreiflich; diese alle sind zerfliesslich und leicht zersetzbar; Chlorblei wird dagegen erst ein wenig löslich durch die Gegenwart von Chlornatrium und freiem Chlor, musste also jedenfalls länger widerstehen als die übrigen; es findet sich deshalb, wenn auch nur in geringen Mengen, noch vor. Am schwersten löslich war das Chlorsilber und hat sich seine allerdings von vornherein im Vergleich zum Ganzen unbedeutende Quantität anscheinend ziemlich vollständig erhalten.

Es müssen überhaupt in jenen Gegenden corrodirende Wirkungen von concentrirten Salzlösungen auf Gesteine und Erze im grossartigen Maassstabe und auf sehr ausgedehnten Gebieten zu verschiedenen Zeiten stattgefunden haben. Der Verbreitungsbezirk des Hornsilbers in oberen Horizonten ist ein wirklich ganz erstaunlicher.[1]) Ob nun hier die eindringenden Salzlösungen nur Sulfide trafen, bezw. in der Gangspalte mit-

[1]) Die allgemeine Unterhaltung in jenen Staaten und Territorien bewegt sich fast nur um Gold- oder Silber-Minen. Bei Erwähnung der letzteren spielt eine der drei Bezeichnungen Carbonate, Sulfide oder Chloride, die Hauptrolle. Schon jenseits Chicago werden auf der Plattform der Eisenbahnwagen öfters in vertraulichen Gruppen Erze umhergezeigt; gewöhnlich sind es Proben, die nach dem Osten mitgenommen wurden, um dort Capitalien anzuziehen, und je mehr man sich dem Westen nähert, desto vorherrschender wird das Minenthema in den Gesprächen, die freilich weniger Lebhaftigkeit als intensiven Erwerbssinn zu erkennen geben. „Pure Chloride" ist ein fast stehender Ausdruck geworden. — Ich pflegte auf meinen Reisen in jenen Gegenden ein Stückchen Zinkblech bei mir zu führen, das, vermittelst der Reibung in der Tasche sich blank erhaltend, sehr bald durch Erscheinung eines schwarzen Flecks die Gegenwart von Silberchlorid anzeigte, wenn ein wenig des betreffenden Erzes befeuchtet und darauf gelegt wurde. Man schien es aber öfters übel zu nehmen, wenn die Probe sich nicht als hornsilberhaltig herausstellte, und glaubte eher die Schuld der Probirmethode als der Armuth des Erzes beimessen zu müssen, wenn nicht ein Stückchen unzweifelhaften Chlorides zur Hand war, an dem die Richtigkeit der Reaction leicht demonstrirt werden konnte. Anfänglich versah ich mich auch mit einem solchen; aber später mussten diese kleinen Aufklärungsdienste in den Hintergrund treten; man hatte eben Wichtigeres zu thun und zu denken. Dennoch hat diese, wenn auch weniger neue als rasche, sichere und leichte Probe mir mancherlei Annehmlichkeiten im Verkehr mit Personen geschafft.

Chloriden absetzten und die Bildung der Carbonate erst nachträglich stattfand, oder ob die Salzlaugen zu den schon aus Sulfiden mit Durchgang durch Sulfate entstandenen Carbonaten traten, ist wohl nicht leicht zu entscheiden. Für letztere Auffassung scheint die bedeutende Auflockerung des Hangenden zu sprechen, die durch die 0,28 pCt. betragende Volumenvergrösserung des Bleiglanzes bei seiner Umwandlung in Bleispath sehr erklärlich ist; aber es giebt auch viele Gänge von gleichem Typus des von Old Telegraph in unmittelbarer Nachbarschaft. welche diese Auflockerung nicht zeigen.

Hier sei noch bemerkt, dass sich alte Uferlinien des Lake Bonneville bis hoch in das Thal von Bingham verfolgen lassen.

G. Bischof[1]) führt Pseudomorphosen von Pyromorphit nach Weissbleierz an und vermuthet daher, dass das Chlor erst später zu dem Carbonat getreten sein müsse. Da aber Mutterlaugen bezw. Salzlösungen ebensogut zu einem intacten Gang treten können, wie zu einem schon corrodirten, würde das noch kein genügender Beweis dafür sein, dass in jedem Falle das Carbonat bereits vorhanden war.

Die Umwandlungen von Bleihornerz in Cerussit von Tarnowitz und anderen schlesischen Localitäten, welche noch einen Kern von Bleihornerz besitzen, zeigen die nachträgliche Umwandlung des Chlorides in Carbonat an, und das obige Beispiel von der Grube Estrella die von Bleisulfid in Chlorid ohne die Zwischenstufe des Carbonates. Die Bildung von Hornblei $PbCO_3$, $PbCl_2$ tritt ein, wenn eine Kochsalzlösung oder die eines anderen löslichen Chlorüres mit einer kohlensäurehaltigen Solution von Bleicarbonat sich mischt und nachher verdunstet, aber das sehr spärliche Vorkommen des Bleihornerzes zeigt, dass die Bedingungen zu seiner Bildung nur selten gegeben waren.[2]) Und sollte man nicht annehmen müssen, dass sich Hornblei in grösserer Menge und weit verbreitet finden müsste, wo Salzlösungen zu Carbonaten traten? Vielleicht entstanden hier die Carbonate erst aus Chloriden, oder aus Sulfaten; wie denn eine Umwandlung von Anglesit zu Cerussit schon beobachtet worden ist und auch Pseudomorphosen von Bleivitriol nach Steinsalz sich finden.

Das Vorkommen von Malachit widerstrebt der Ansicht nicht, dass die Carbonate jüngerer Bildung sind; Atacamit wird ja in einer Lösung von doppelkohlensaurem Natron zu Kupfercarbonat und Pseudomorphosen von Malachit nach Atacamit

[1]) Chem. Geol. III. pag. 742.
[2]) Ibid. pag. 807.

existiren am Ural. Es wird jedoch immer sehr schwierig sein, aus einzelnen Stücken den vollständigen Hergang der Processe abzuleiten. So kommt es z. B. anderwärts vor, dass Bleiglanz nicht den Kern eines Stückes silberhaltigen Bleiminerals bildet, sondern eine peripherische Zone um Carbonat und Sulfat.

Raimondi [1]) beschreibt einige solcher Ringelerze, u. a. eines von der Grube Chulluc im District de la Pampa in der peruanischen Provinz Pallasca. Der Nucleus wird formirt von Bleicarbonat und -Sulfat; dann folgt eine Umhüllung von Bleiglanz, eine weitere von Carbonat und Sulfat, gemischt mit Sulfid, und zuletzt eine Schale von Roth- und Brauneisenstein. Das Carbonat und Sulfat enthält Chlorblei und das in dem Erze enthaltene Silber ist theilweise durch Chlorid, theilweise durch Sulfid vertreten.

Im Ganzen ergaben sich an solchen Ringelerzen:

| | |
|---|---|
| Bleisulfat . . . . . . | 54,20 |
| Bleicarbonat . . . . . | 14,44 |
| Silberhaltiger Bleiglanz . | 18,02 |
| Silberchlorid . . . . . | 0,20 |
| Chlorblei . . . . . . | 2,03 |
| Quarz und Ganggestein . | 11,00 |
| | 99,89 |

Poröser Quarz mit leeren Hohlräumen von Bleiglanzwürfeln, sowie, wenn auch seltener, von solchen mit Bleispath kommt in den oberen Gangpartieen der Old Telegraph-Grube häufig vor; ein Gehalt von Chlorsilber fehlt ihm fast nie. Eingewachsene isolirte Krystalle von Weissbleierz liegen auch in gelbem, feinem Thon der obersten Etage eingebettet; weiterhin kommen solche Krystalle häufig auf Brauneisenstein vor und bekleiden seine Hohlräume mit zuweilen nur seitlich in der Mitte aufgewachsenen kleinen Individuen auch an Stellen, wo der Bleiglanz bereits total verschwunden ist.

Ein solches Verhältniss scheint überhaupt dort gar nicht selten, sondern sogar recht verbreitet zu sein. Burkart berichtet dasselbe von der Grube Azulaquas bei Blanca in der Nähe von Zacatecas.

Aehnlich wie in der Grube Friedrichssegen bei Oberlahnstein findet sich auch ein Beschlag von Brauneisen auf Weissbleierzkrystallen im Old Telegraph-Gang; ebenso kommt die sonst seltene, durch Kupferkarbonat bewirkte grüne und blaue

[1]) Minéraux du Pérou pag. 162.

Färbung des Bleispathes an einigen Stellen vor; erdiger Bleivitriol in kleinen Partieen fehlt nicht.

Ausser den in der Bauschanalyse aufgezählten Erden ist vielleicht noch eine umbraartige Thoneinlagerung, stellenweise von feinen Schwefelkiespartikeln durchschwärmt, im hangenden Quarzit bemerkenswerth. Die holzbraunen Bruchstücke, in die die Masse durch wachsglänzende Absonderungsflächen an der Luft zerfiel, haben die grösste Aehnlichkeit mit verrotteten Wurzelfragmenten.

Aus den Grubenwässern setzt sich weiter thalabwärts Cementkupfer in feinen Büscheln und glänzenden Blättchen da auf den Quarzit ab, wo solche mit eisenhaltigen Stellen in längere Berührung kommen. Auch Gold findet sich im verhärteten eisenschüssigen Thonschlamm der kleinen Wasserläufe. An einzelnen Stellen enthielten Absätze 0,306 — 0,867 Procent, also 2000 — 5000 Dollars Goldwerth für die Tonne, und solche Funde waren es, die zuerst die Aufmerksamkeit der Goldsucher und später auch die der bergbautreibenden Personen auf die Bingham - Districte lenkten.

So hat denn auch die Old Telegraph Mine durch Production von Millionen den Nationalwohlstand der Vereinigten Staaten vermehren helfen und die ausserordentliche Reinheit des Bleies, in dem oft selbst nicht einmal Spuren von Antimon, Arsenik oder Zink zu entdecken waren, wogegen alle übrigen Utah-Werkbleie an einem solchen Gehalt leiden, bewirkten einen constanten Mehrbetrag von 5 Doll. für die Tonne über den Marktpreis. Für das Zugutemachen tellurischer Golderze aus Californien und Colorado war das nahezu chemisch reine Old Telegraph-Blei ein ausgezeichnetes Mittel.

Begünstigt sind die Werke im Binghamthale in hohem Grade durch ihre Höhenlage. Stollnbetrieb ist bei den meisten anwendbar. Die Erzwagen rollen ohne Motor die Eisenbahn hinab bis zu den am hohen Ufer des Jordans (Abfluss des Utahsee's in den Grossen Salzsee) gelegenen Schmelz- und Aufbereitungswerken und die Erze bewegen sich auf ihrem Wege durch die verschiedenen Processe stetig abwärts bis auf den Boden der Bahnkarren, die das fertige Werkblei (bullion) in Empfang nehmen.

Auf demselben Gang bezw. dessen Fortsetzungen befinden sich die meisten der vor der Old Telegraph Mine (pag. 312) erwähnten Werke; sie gehören demselben Systeme an.

Aus der Neptune Mine erhielt ich ein Stück in Rhombendodekaëdern krystallisirten Bleiglanzes mit Schwefelkies in Pyritoëdern und Quarz, was ich nur deshalb erwähne, weil es die einzigen Bleiglanzkrystalle sind, die ich aus jenen Gegenden gesehen habe.

Die Jordan Mine ist zwar blei- und silberärmer als die Old Telegraph, besitzt aber einige säulenförmige Erzkörper mit nicht unbeträchtlichem Goldgehalte. Man kommt dabei unwillkürlich auf den Gedanken, dass bei ihr und mehreren anderen die Verluste durch Auslaugungen sich in stärkerem Grade geltend gemacht haben, als bei der Old Telegraph Mine.

Denselben Eindruck erhält man bei den beiden Stewart-Goldminen, die in demselben Thale, nördlich von jener, liegen. Auch sie haben Schwefelkies und Brauneisenstein in Massen, Bleiglanz und zelliges Weissbleierz aber nur in so unbedeutenden Klumpen und Nestern im porösen, weichen und eisenschüssigen Quarzgestein in der Nähe des Liegenden, dass von Gewinnung der letzteren keine Rede sein kann; dagegen ist der Gangquarzit thonig und so reich an Gold, theilweise auch an Silber, dass ein lebhafter Betrieb darauf stattfindet. Das Hangende ist, wie bei der Old Telegraph Mine, zerklüftet und gebrochen. Das Salband am Liegenden besteht aus reinem Thon mit eingebetteten ringsum ausgebildeten Schwefelkieskrystallen in den unteren Horizonten, welche aber in den oberen Teufen in schlackigen Brauneisenstein verwandelt sind, in dem sich Gold in ziemlich grossen Blättchen und Körnern findet.

Die Gänge sind bis 18 m mächtig, streichen nordwestlich und fallen conform mit dem Quarzit 40—60° ein. Der Goldwerth der Erze beträgt an 15—16 Doll. für die Tonne, von denen aber nur 6—8 Doll. durch Pochen und Schlämmen ausgebracht werden. Auch Silber ist mit dem Gold vergesellschaftet.

Unmittelbar oberhalb, d. h. südlich der Stewart Mine liegt die Peabody Mine, die neben denselben Golderzen, wie jene, schon bedeutend stärkere Massen an Bleiglanz und Carbonat aufweist bezw. 1879 aufwies. [1])

In östlicher Richtung von der Old Telegraph Mine liegt

---

[1]) Bei dem energischen Abbausystem der Nordamerikaner hält es schwer, Daten zu geben, die, wenn sie veröffentlicht werden, noch correct sind. Der jährliche Minenbericht der Salt Lake City Tribune von 1. Januar 1881 bringt z. B. noch Notizen über Werke, die der diesjährige von 1882 nicht mehr erwähnt. Nur auf das zunächst vor ihm liegende pflegt der Nordamerikaner seinen practischen Sinn zu richten, mag dieses ein Unternehmen oder eine Kleinigkeit betreffen. So gab mir bei meinen Besuchen verschiedener Werke ein Begleiter, Mr. Mc Queen, Besitzer gut rentirender Goldwäschen, Captain of mines etc. etc., häufig die Maasse kleiner Längen auf Befragen nach Zollen und Bruchtheilen hinreichend genau und rasch an, konnte mir aber nicht mit einem Maassstabe dienen, als ich einmal eines solchen bedurfte, weil der meinige gerade anderwärts gebraucht wurde. Auf mein Erstaunen hin zeigte er mir, dass der Brusteinsatz seines Hemdes mit schwarzen Linien in einem halben Zoll Abstand quadrirt bedruckt war und ihm so stets den nöthigen Anhalt für kleine Maasse lieferte.

in Butterfield Cañon neben mehreren anderen die Osceola Mine, von der ich Realgar und Rothbleierz, letzteres in nadelförmigen Krystallen mit etwas Bleiglanz in Quarz erhielt.

Weiter sind benachbart die Mine Lucky Boy mit Erzen, die stellenweise 0,612 — 1,53 pCt. Silber, als Rothgülden und Silberglanz enthalten. Von dieser Mine stammen die beiden von M. Chaper gefundenen Vitriole Mallardit $Mn\ SO_4 + 7\ H_2O$ und der Luckyit $(Mn, Fe)\ SO_4 + 7\ H_2O$.

Rothgülden und Silberglanz bilden auch das Erz der nicht weit von jenen entfernten Queen Mine. Diese Gruben gehören also ebenso wie die nahe liegenden French Spy, Eagle Bird, Opulent, Silver Maid etc. einem verschiedenen Erztypus an. Wenig Blei, aber viel Eisenkies und Arsenikkies findet sich mit den Silberverbindungen.

Von den weiter nach Süden hin liegenden Werken mag anzuführen sein die Henry Mine mit einer säulenförmigen, sehr goldreichen Einlagerung, ähnlich der der Jordan Mine, Bret Harde etc.

Die ganze Art des Vorkommens der Erzlagerstätten in den Oquirrhbergen muss mit dem Namen „Gangstöcke" bezeichnet werden, d. h. Gänge, die sich hier und da durch unregelmässiges Anschwellen der Mächtigkeit zu Stöcken entwickeln. An einigen Punkten werden sie zu förmlichen Stockwerken, von denen Newberry[1]) sagt, dass die wichtigsten bisher von ihm beobachteten nordmamerikanischen Stockwerksbildungen in dem Oquirrhgebirge in Utah und zu Silver Cliff in Colorado vorkämen. In den ersteren seien Quarzitlagen, im letzteren Porphyrmassen zerklüftet worden und hätten später metallische Niederschläge aus Lösungen in ihre Klüfte aufgenommen.

Am westlichen Abhang dieses mittleren Theiles der Oquirrhberge liegen die Minen des Stockton-Districtes, von denen hier nur die Great Basin Mine genannt sein mag. Der Typus ist fast genau derselbe, wie der letztbeschriebene. Ein Stück breitblättrigen Antimonglanzes von da deutet auf grössere Concentration in den Erzgemengen. Die First National Mine im Rush Valley District zeigt ein dem Old Telegraph ganz gleiches Verhalten; obwohl der Gang zwischen Quarzit und Kohlenkalk liegt. Auch hier macht sich eine Concentration bemerklich; ihre Erze, Carbonat, Bleiglanz mit Chlorsilber und goldführendem Gangmaterial, enthalten 40 pCt. Blei, 0,33 pCt. Silber und 10 Doll. Gold.

In der Nähe von Stockton sind am westlichen Fusse der Oquirrhberge neuerdings tertiäre Süsswasserschichten aufge-

---

[1]) New York School of Mines Quarterly, March 1880.

deckt worden, die Kohlenflötze zeigen. Cl. King stellt, auf dieses Vorkommen fussend, im Verein mit einem ähnlichen am östlichen Fusse der Ombeberge, zwischen Tecoma und Locin auf der Grenze zwischen Utah und Nevada, worin mächtige Kohlen in 9 m Tiefe liegen [1]), die Ansicht auf, dass die Eocänbildung von Green River sich bis nach Nevada hin erstreckt habe.

Zwei Stücke verkieselten Holzes, die ich aus der Umgegend der Old Telegraph Grube erhielt, welche in bedeutender Höhe (1988 m) liegt, bestehen aus Jahresringen, die von einem gleichmässigen Gewebe, Tracheiden (Figuren, die durch spiralförmig gebogenes Wachsthum der Holzzellen entstehen), gebildet werden. Dieselben sind auf der Radialwand gewöhnlich mit einer Reihe grosser Hoftüpfel besetzt. Häufig tritt Holzparenchym auf, welches zuweilen noch Harz führt; eigentliche Harzgänge fehlen. Die Markstrahlen sind einreihig und verschieden hoch, sie werden auf der radialen Seite ihrer Zellen von kleinen Tüpfeln bekleidet. Aus diesem Befunde geht hervor, dass obige Hölzer zu Cupressinoxylon zu stellen sind. [2]) Wie kamen diese Kieselhölzer auf jene Höhen? Sind sie Reste erodirter Bildungen?

Der südliche Theil der Oquirrhkette besteht aus demselben Kohlenkalke, wie der nördliche. An seinem Westende bei Ophir City tritt ein allgemeiner Aufwurf im Wahsatchkalk auf, so dass da cambrische und devonische Schichten an's Licht treten. Von diesem Centrum aus fallen die Schichten radial excentrisch ab und ist die Breite des Gebirgszuges in westöstlicher Richtung dadurch bedeutend vergrössert worden. Im Osten des Südendes liegt ganz wie am Nordende eine Quarzitbucht, nur ist die südliche bedeutender als die nördliche.

Der Wahsatchkalk gelangt im 3238 m hohen Lewiston Peak zu seiner mächtigsten Entwickelung im Oquirrhzuge.

In der westlichen Partie dieses Theiles liegen die Ophir- und Dry Cañon Minen im Kalk. Der allgemeine Typus variirt nicht viel; dort werden die Flavilla Mine und mehrere andere bearbeitet.

Die bedeutendste Grube ist die Hidden Treasure mit grossem Reichthum an silberhaltigem Bleierz, das hie und da recht charakteristisches Kupferpecherz enthält. Seine Entstehung durch Einwirkung von kohlensäurehaltigen Wassern auf Kupfervitriol beweist auch hier wieder, dass die Kohlensäure schon oxydirte Erze bezw. Sulfate getroffen haben muss. In den Minen Mountain Lion und Zella kommt schöner sta-

---

[1]) Eng. u. Min. Journ., Aug. 1879.

[2]) Conwentz, schriftliche Mittheilung.

lactitischer Perlspath vor, in der Mono Mine derbes Hornsilber, massig und in Nestern, in der Grube Queen of the Hills violetter Flussspath, der in Utah nicht zu den häufigen Gangmineralien gehört, ferner krystallisirter durchsichtiger Kalkspath, traubigen Malachit bekleidend. Zuweilen ist ersterer auch noch von einem starken Bitterspatüberzuge bedeckt, und hin und wieder tritt zu diesen Umhüllungen noch kieseliger Brauneisenstein etc. hinzu, kurz die eigenthümlichsten Ueberrindungen lassen sich dort beobachten. Auch Gyps, krystallisirt und derb, fehlt nicht in dem Gangausfüllungsmateriale, das noch mancherlei Interessantes, z. B. in der Kearsagegrube, bietet.

Am südöstlichen Ende des Hauptzuges der Oquirrhberge liegt der Minenbezirk von Camp Floyd. Die Gruben enthalten wenig Blei und sind grösstentheils auflässig geworden durch irrationellen Betrieb, z. B. die Sparrow Hawk and Last Chance Mine.

Bemerkenswerth ist hier eine Einlagerung von weichem Zinnober und goldamalgamhaltigem Schiefer zwischen harten Kohlenkalkschichten, die über dem Quarzit liegen.

Einzelne Erzproben der Gupergrube enthielten 6 pCt. Quecksilber und 30 Doll. Goldwerth für die Tonne; die Erze der Florencegrube 7 pCt. Quecksilber und 6 Doll. Goldwerth für die Tonne.

Die Kohlenkalkschichten senken sich von da allmählich unter die quartären Ablagerungen. *Orthis carbonaria*, *Streptorhynchus crassus*, *Productus Prattenianus* und *multistriatus* wurden in ihnen von J. E. Clayton aufgefunden.

Bevor einige der von hier südlich gelegenen Theile Utah's einer kurzen Uebersicht unterworfen werden, darf nicht unbemerkt bleiben, dass auch ausserhalb der angeführten Zone Erze auftreten. So liegen z. B. 14 miles nördlich von Ogden am Fusse der Wahsatchberge bei Willard kiesige, goldführende Quarzgänge im Thonschiefer, welche reiche Stampferze liefern (Hidden Treasure, Superior, White Cloud etc.). Eine Probe lieferte 4694,70 Doll. Goldwerth in der Tonne.

Auch gleich nördlich von Salt Lake City im City Creek Cañon wird Bergbau getrieben. Eisenschüssige Bleierze (Bleiglanz und Cerussit) setzen da in Kalkstein auf und enthalten bis 0,0918 pCt. Silber.

Nach Westen hin, an der Grenze mit Nevada liegt an den Ombebergen der Lucin- und Tecoma-Grubendistrict. In beiden Districten finden sich in dem über Granit gelagerten Kohlenkalk und Quarzit Bleierzgänge, die ausser Bleiglanz, Weiss-, Schwarz-, und Gelbbleierz mit anderen oxydischen Erzen und Chlorsilber enthalten. Das Gelbbleierz setzt im

Verein mit den eben genannten in so grosser Menge auf, dass es der Zugutemachung derselben bedeutenden Eintrag thut.

Von den früher erhaltenen schönen Krystallstufen aus den Tecomagruben ist jetzt nichts mehr zu bekommen; die Anbrüche sind zu Ende und der Bergbau ist eingestellt. Dieselben fanden sich dort mit Cerussit und Anglesit. An den von mir mitgebrachten Krystallen beobachtete S. Koch [1]) einige noch nicht bekannte Flächen.

Gelbbleierz ist übrigens im Westen Nordamerikas als accessorisches Gangmineral gar nicht selten. Immer mehr Fundorte werden jetzt angegeben, u. a. Cerro gordo im Inyo Co. Cal., Redcloud-, Melissa- und Rover-Mine im Silverdistrict, Cerbat und Yuma in Arizona, Spruce Mountain, Comstock und Eureka in Nevada etc.

Im Verfolg der nordsüdlich laufenden Grenzlinie zwischen Utah und Nevada, ziemlich genau westlich des Südendes der Oquirrhberge, liegt der Deep Creek Minendistrict, ebenfalls mit Gruben in Kohlenkalk und Granit. Auch hier ist silberhaltiger Bleiglanz mit Bleicarbonat das Haupterz.

Mehrere andere Minendistricte existiren noch in jenen Theilen, z. B. in dem den Oquirrhbergen westlich parallel laufenden Aquigebirgszug, der neben den Carbonschichten eine bedeutendere Entwickelung von cambrischen, silurischen und devonischen Gliedern zeigt. Da aber nicht die Absicht vorliegen kann, eine Monographie von jedem der bis jetzt etablirten 80 Minendistricte Utah's anzufertigen, genügt wohl die Andeutung, dass es noch viele ausser den erwähnten giebt. Productiv im engeren Sinne sind nur acht zu nennen, nämlich Parleys Park, Cottonwoods, American Fork, Stockton, Bingham, Tintic, Frisco und Silver Reef.

Die Gegend zwischen den Hügelketten, die südlich von den Oquirrhbergen sich erheben, wird vom Tinticdistrict eingenommen.

Im diesem Districte liegt ein Gangsystem von etwa 1½ km Länge in NS. Richtung.

Auf dem nördlichen Theil arbeiten die Eurekahill und Sunbeamgruben, auf dem mittlern die Crismon Mammoth und auf dem südlichen die Copperopolisgruben.

Die Gänge von variablen Dimensionen und Gangmaterialien setzen in massigem Kalkstein auf. Bei den Crismon Mammothgruben beträgt die Spaltenweite an 60 m mit starken Einlagerungen vom Nebengestein, nimmt aber nach der Teufe zu bis auf 12—18 m ab. Auch nach N. und S. verringert sich die Gangmächtigkeit, wobei auch der Metallreichthum sich än-

[1]) Zeitschr. f. Krystallogr. VI. pag. 389. 1882.

dert. So hat die Sunbeamgrube viel Fahlerz mit Pyrit, mehr Silber als Gold, und Silber waltet auch in den Eurekagruben vor, wogegen im Centrum Gold häufiger auftritt, namentlich in der Crismon Mammoth. In dieser gesellen sich einige Kupfererze zu dem Gangausfüllungsmaterial und bilden weiter südlich in den Copperopolis-Werken das Haupterz in Gestalt von Kupfercarbonaten-, Phosphaten etc. Ueberall finden sich Kupfer, Blei, Silber und Gold, aber in verschiedener Vertheilung.[1])

Bei der Eurekahill Mine, die ich in Augenschein nehmen konnte, geht der graue und harte Kohlenkalk allmählich in Thonquarz über und aus diesem hat sich die Kieselsubstanz als Ganggestein abgeschieden, aber nicht so, dass eine scharfe Grenze festzustellen wäre.

Das Quarzgestein erscheint compact und dicht, löcherig, zellig, zerhackt, als Trümmerfels, mit Bändern von chalcedonartigem Ansehen, aber nur selten kieselschieferartig. In den Drusen finden sich Krystalle, kleine traubige Partieen und geringe Ausscheidungen als Calcit und Bitterspath. Die Grundfarbe ist grau in verschiedenen Nuancen. Kupfercarbonatfärbungen sind nicht selten; wogegen Eisenfärbungen nicht so häufig sind.

Bleiglanz findet sich nesterweise, mit oder ohne Cerussit in den tieferen Horizonten und enthält in kleinen Höhlungen öfters krystallisirten Schwefel. Ein ganz analoges Schwefelvorkommen in Bleiglanz, der mit Cerussit und Anglesit vergesellschaftet ist, kennt man ja auch von Monte Poni bei Iglesias in Sardinien. Oefters findet er sich auch in Knoten und gewundenen Schnüren, oder mit Quarz verwachsen.

Weissbleierz, meist krystallinisch blättrig, begleitet den Bleiglanz an verschiedenen Stellen; rundliche, geröllähnliche Quarzkerne werden hier und da von demselben eingeschlossen. Auf Kluftflächen erscheint auch Linarit mit Malachit. Kieselkupfer ist, wie zu erwarten, nicht selten; Aurichalcit, anscheinend (weil härter als 2) kieselig, fand ich ebenfalls in einzelnen Partieen in Drusen des Quarzes; hier und da machen sich auch lauchgrüne Nadeln einer Kupferverbindung, die wohl Olivenit ist, in kleinen Höhlungen von dunkelgrauem Ganggestein bemerklich.

Schwefelkies scheint fast zu fehlen; ich traf solchen nur in einem Findling thalabwärts, mit Manganit. Silber findet sich sowohl gediegen durch das ganze Gestein fein vertheilt, stellenweise bis zu 1,837 pCt., als auch in Form von Hornsilber,

---

[1]) Diese Angabe und mehrere andere über Gesammtcharactere von Grubencomplexen sind den vortrefflichen Arbeiten von S. B. Newberry entnommen; meine eigenen Einzelbeobachtungen bestätigen solche in vollstem Maasse.



das rindenartig bis zu 2 m stark Kluftflächen überzieht oder Gesteinsbrocken verkittet.

Trägt auch die Masse des Ganggesteins und Erzes an den meisten bis jetzt erschlossenen Punkten ein starres und rauhes Gepräge, so fehlt an anderen Theilen nicht der früher schon betonte lehmartige Charakter und da stellt sich dann die Rostfärbung viel entschiedener ein, als in den weniger thonigen Erzkörpern. Eine regelrechte verticale Reihenfolge war nur im Allgemeinen festzustellen, nämlich das Auftreten von Bleiglanz vorzugsweise in den unteren und das von Chlorsilber in den oberen Teufen; alles übrige war regellos vertheilt.

Etwas weiter südlich liegt die reiche Crismon Mammoth Mine. In dem über 12 m mächtigen Gang tritt das Bleierz bedeutend zurück gegen den Kupfer-, Silber- und Goldgehalt. Das Gold ist in den mir vorliegenden Stücken sehr deutlich erkenntlich und ist der von Kupfercarbonaten blau und grün gefärbte Quarz ganz von Goldpartikeln durchschwärmt. Rothkupfer bildet zuweilen den Kern von grösseren Malachitbrocken; Kieselkupfer kommt dicht und in lockertraubigen moosartigen Gebilden vor; Arragonit findet sich hie und da in zierlich verästelten stalactitischen Formen.

Ein anderer Gangzug im Tintic-District geht von Silvercity nach Osten. Auf diesem baut die Julian Lane Grube silberhaltige Wismutherze ab. Noch weiter östlich finden sich silberhaltige Bleiverbindungen, anscheinend auf einer Contactlinie zwischen Quarzit und einem Rhyolitdurchbruch. Weitere bemerkenswerthe Gruben dieses Districtes sind Northern Spring und British Tintic, Joe Brothers etc., in denen Silber-Antimonverbindungen auftreten.

Grosse Hämatitablagerungen, südwestlich von Santaquin, offenbar recht junger Formation, mögen noch erwähnt werden, weil sie sehr wenig Kieselsäure (unter 5 pCt.) enthalten und deshalb für Zuschlag bei den Schmelzprozessen ausgebeutet werden. Das Material ist porös, und enthält sehr viel Hohlräume, die theils rundlich und länglich ausgezogen sind, theils auch Hohlräume eines regulär krystallisirenden Minerals erkennen lassen.

Westnordwestlich von der Tinticregion liegt unter 113°15′ w. L. Gr. und 40° 7′ n. Br. an der alten Ueberlandroute der Granit Mountaindistrict, der von WHEELER als archäisch angegeben wird, aber wohl auch Granitdurchbrüche aufweist. [1])

---

[1]) Die geologischen Aufnahmen der Territorien des nordamerikanischen Westens scheinen eines einheitlichen Planes zu entbehren. — Was Utah betrifft, so beginnt die Kartirung von CL. KING bei 40° 15′ nördl. Br. und geht nordwärts; die von POWELL (DUTTON) bei 39° 15′ und erstreckt sich südwärts, während die von WHEELER bei 40° 40′ an-

Mit einer Etikette von dort erhielt ich ein grosses Stück von Kaliglimmer. Ich übergehe dieses Vorkommen deshalb nicht, weil bisher im nordamerikanischen Westen grosse für technische Zwecke verwendbare Glimmerplatten noch nicht aufgefunden waren. Auch die Glimmermassen in Süd-Utah und in anderen Theilen des Territoriums, liefern keine hinreichend grossen Stücke. Bis 1867 wurden alle Glimmertafeln zum Gebrauche in den Vereinigten Staaten importirt; von da an bezog man sie von den in North Carolina liegenden Counties Mitchell, Heywood, Yancey, Mc Dowell und Macon, so dass der New-Yorker Marktpreis von 0,40—16 Doll. für Kilo sich in den Pacificstaaten natürlich bedeutend erhöhen musste. Erst kürzlich sind nun in Dakota, Colorado und Californien, sowie nach vorliegendem Stücke auch in Utah, Localitäten, die brauchbares Material liefern [1]) entdeckt worden. Eigentlich müsste man sagen „wieder entdeckt"; denn etliche Brüche lassen deutlich erkennen, dass sie schon vor Jahrhunderten bearbeitet worden sind. Auffallender Weise führt Dana die nordcarolinischen Fundstellen nicht in seinem Register über nordamerikanische, mineralogisch wichtige Localitäten auf, obwohl sie doch schon Jahre lang in Betrieb stehen müssen.

Im Süden der im Juab Co. gelegenen Tintic Minenregion, dehnt sich die Sevier Salzwüste bis an das Nordufer dieses Sees aus. Die aus ihr sich erhebenden Höhen sind ältere silurische oder jüngere Eruptivmassen von Basalt, Trachyt und Rhyolit. Die silurischen Formationsglieder [2]), treten in Zügen von nordsüdlicher Richtung auf und schliessen auch den Seviersee ein. Der westliche dieser beiden Züge reicht bis an das Südende jenes Sees unter 38° 42′ n. B., wogegen der östliche sich in südwestlicher Direction noch $3^1/_2$ geographische Meilen weiter hinzieht. An der Ostseite dieses Zuges, lagert sich schon am Nordende des Seviersees ein Gebiet von Kohlenkalkstein und Quarzit auf, das als eine Fortsetzung des Aqui-Gebirgszuges betrachtet werden muss, obschon die Sevierlake-Wüste in einer Erstreckung von fast $12^1/_4$ Meilen dazwischen liegt. Dieses Carbongebiet besitzt nur geringe Breite, begleitet

fängt und auch südwärts geht. Für den Zwischenraum von 39° 15′ bis 40° 15′ liegen also nur die nicht ganz vollständigen und älteren Aufnahmen von Wheeler vor, während von da an südlich doppelt kartirt ist und die im Gürtel von 40° 15′ bis 39° 15′ nicht von Wheeler untersuchten Gegenden einfach „weiss" geblieben sind. Auch die Farben- und Buchstabenbezeichnungen von Hayden, Wheeler, King und Powell sind von einander verschieden.

[1]) Scientific American, erw. Salt Lake City Trib.. 1. Januar 1882.

[2]) Wheeler hat vermuthlich unter dieser Bezeichnung die von King mit cambrisch, silurisch und devonisch bezeichneten Schichten zusammengefasst

aber den Silurzug bis an sein Südende und läuft noch mehrere Meilen in bedeutend verstärkter Breite ($1^3/_4$ Meilen) nach Süden hin bis nach Beaver County unter 38° 12′ und darüber hinaus.

Oestlich von diesem Zuge liegen noch archäische Gesteine mit Silureinlagerungen und einzelnen carbonischen Terrains. Das nahezu südlichste dieser letzteren ist bei Minersville von einem Streifen jurassischer Schichten begleitet. Basalt-Durchbrüche herrschen gegen trachytische in diesem Theile vor; letztere dagegen bilden weiter östlich grosse Massen von mehr als $17/^1_2$ Meilen Länge und Breite.

Ziemlich im Centrum von Beaver County, an 44 Meilen südlich von Salt Lake City, etwa unter 38°12′ n. Br. und 36° 14′ L. Gr. in der Nähe des Endes des eben erwähnten Carbonzuges, liegt Frisco und erst in dessen Nähe beginnt der productive Bergbau wieder.

Der bedeutendste Grubencomplex ist der der Hornsilver Mine, etwas westlich von Frisco im San Francisco Minendistrict. Er liegt am Ostrande eines isolirten Zuges von Quarzit und marmorartigem Kohlenkalk, dem nordöstlich Granit (nach Wheeler archäisches Gestein) vorgelagert ist. Jene Schichtgesteine sind vielfach verworfen und gestört worden und fallen nach W. unter etwa 20° ein, so dass die Ostseite die Schichtenköpfe in steilem Abhange zeigt. In geringer Entfernung im Süden ragt hellrother Trachyt aus quartären Sedimenten hervor.

Die Spalte, deren Ausfüllung das Object des Bergbaues bildet, ist an eine halbe geogr. Meile weit längst der Carbonschichten bis an den Granit in nördlicher Richtung zu verfolgen. Ihr Einfallen ist östlich unter einem Winkel von annähernd 70°; also sehr tonnlägig. Das Liegende ist, wie schon aus der Situation hervorgeht, marmorartiger, dolomitischer Kohlenkalk und Quarzit, wogegen das Hangende aus mehr oder weniger zersetzten trachytischen Gesteinen besteht. Die Mächtigkeit dieses Contactganges variirt in den oberen 100 m Teufe zwischen 8,5 und 18,3m; in grösserer Teufe (bis zu 150 m) steigt sie auf 76 m. Am reichsten scheint er in seinem mittleren Theile zu sein, wo sich schon auf dem Ausgehenden Bleiglanz fand. Bestege von eisenschüssigem Thon bekleiden Liegendes und Hangendes. Letzteres ist durchfahren worden und besteht aus 6—8 m starkem, rothen Thon, auf den an 9 m sehr harten blauen folgen, der allmählich in röthlich grauen zersetzten Trachyt übergeht. Rundliche harte Massen dieses Gesteins von der verschiedensten Grösse liegen dabei in weicherem Material.

Die Erze selbst gehören zwei verschiedenen Kategorien an. Der grössere Theil ist ein erdiges und weiches Gemenge von silberhaltigem Bleioxyd, -Sulfat und -Carbonat mit thonig-kieseliger Gangart. Der geringere Theil ist krystallinisch-

blättriger Schwerspath mit eingesprengtem Silberglanz, Hornsilber und Rothgülden. Letzteres Silbererz bietet die bisher noch nicht an ihm beobachtete Eigenthümlichkeit, dass es häufig in porphyrartig ausgeschiedenen Krystallen, sechsseitigen Säulen, im Baryt eingebettet ist. Ueberhaupt scheint sich noch mancherlei Interessantes in diesem merkwürdigen Gange zu finden.

Ob das Vorkommen von glänzenden Rothgüldenkrystallen in dem Ganggestein, Quarz und White Spar (Baryt?) der La Plategrube im Globedistrict von Arizona [1]) mit dem eben genannten identisch ist, vermag ich nicht zu sagen.

Die Schwerspathmittel sind bis jetzt vorzugsweise nahe beim Hangenden in den oberen Teufen im südöstlichen Gangtheil angetroffen worden und macht sich sowohl hier, als auch weiter nach der Tiefe zu eine allgemeine Oxydation der Erzmittel bemerklich. Das Ansehen der eingesprengten Erze ist matt, ihr Zusammenhang gelockert und zuweilen sind sie erdig.

Eisenschüssiger Bleiglanz, mit Grauspiessglanz und Zinkblende verwachsen, findet sich hie und da in 60 m Teufe in faustgrossen Butzen, Einlagerungen bildend, die zwar auch silberhaltig, aber für ein gemeinschaftliches Verschmelzen mit den anderen Erzen durchaus nicht geeignet sind. In 75 m Teufe kommt neben den Sulfiden noch Hornsilber vor.

Vom metallurgischen Standpunkte aus unterscheidet man (wie überhaupt in Utah u. s. w.) drei Erzsorten: Poch-, Schmelz- und Laugerze (Milling-, Smelting- und Leaching-Ores).

Die bleifreien kieseligen, thonigen oder späthigen Pocherze, die im Durchschnitt von 0,298—0,612 pCt. Silber enthalten, werden durch Stampfen und Schlämmen möglichst hochgradig gemacht und erst dann verschmolzen oder ausgelaugt.

Einige Analysen von Erzstücken ergaben folgenden Silbergehalt:

| | | |
|---|---|---|
| Schwerspath mit theilweise zersetztem Rothgülden | 0,689 | pCt. |
| „ „ „ „ „ | 3,387 | „ |
| „ „ Rothgülden, kieselig . . . . | 5,958 | „ |
| „ „ Hornsilber . . . . . . . . . | 2,444 | „ |
| „ „ „ . . . . . . . . . | 3,132 | „ |
| Gelbes und weisses hartes, kieseliges Erz mit Rothgülden und Hornsilber . . . . . . . . | 3,787 | „ |
| Weisses, gebräches, kieseliges Erz mit Hornsilber (87,3 pCt. Kieselsäure, Eisenoxydul, Thonerde und etwas Baryt) . . . . . . . . . . . | 4,556 | „ |
| Gleiches Erz, nur noch mit Rothgülden . . . . | 26,158 | „ |

[1]) Eng. a. Min. Journ., Decbr. 1879.

Obschon die barytischen Erze die reichsten der Grube sind, gehören solche, wie die drei letzten, aber doch zu den Seltenheiten.

Die sogen. Schmelzerze bilden den Hauptbestandtheil des Gemenges. Sie sind erdige und lose Gemenge von Anglesit, Cerussit und etwas Bleiocker, begleitet von Quarz, Eisenoxyd und Thon. Ihr Durchschnittsgehalt erreicht 30—60 pCt. Blei mit 0,0918 bis 0,230 pCt. Silber.

Eine von S. B. Newberry gemachte Analyse erwies

| | | |
|---|---|---|
| Silber . . . . . | 0,33 | (durch Cupellation ermittelt) |
| Bleisulfat . . . . | 74,51 | |
| Eisenoxydul . . . | 4,80 | |
| Schwefelantimon . . | 0,37 | |
| Schwefelarsen . . . | 1,12 | |
| Kieselsäure . . . | 15,17 | |
| Baryumsulfat . . . | 0,49 | |
| Thonerde . . . . | 1,71 | |
| Kalk und Magnesia . | 0,50 | |
| Kohlensäure . . . | 0,62 | |
| | 99,62 pCt. | |

also darin 50,90 pCt. Blei, 0,93 Arsen, 0.26 Antimon und 0,33 Silber. Zink fand sich nicht. Der mittlere Bleigehalt der Schmelzerze betrug nach dem Probirbuche (bis 1879) 44,16 pCt. Blei mit 0,222 pCt. Silber.

Zu den Schmelzerzen gehört natürlich auch der Bleiglanz, der, abgesehen von den angeführten antimonhaltigen Partieen, in vereinzelten Knoten sich überall in der Erzmasse findet.

Die Laugerze gehen tief herunter bis zu 80 m Teufe und bilden dort einen nicht unbedeutenden Bruchtheil des Materials.

Ihr Aussehen ist total verschieden von dem der übrigen, sie haben weisse, gelbe und rothe Färbungen und sind ziemlich hart und compact.

Eine Partialanalyse derselben ergab nach S. B. Newberry:

| | |
|---|---|
| Bleisulfat . . . . . . | 28,80 |
| Chlorsilber . . . . | 0,35 |
| Kieselsäure . . . . | 47,95 |
| Baryt . . . . . . | 2,71 |
| Thonerde . . . . . | 12,55 |
| | 92,36 |

mit etwas Zink, etwas mehr Antimon und Arsenik als das vorige, sowie Spuren von Kalk und Magnesia.

Die Vertheilung der verschiedenen Erze ist eine durchaus unregelmässige. Bleihaltige sind von fast bleifreien nur durch einen kurzen Zwischenraum geschieden, reiche liegen dicht neben oder über armen, kieselige neben oder über thonigen; entschieden taube Mittel oder Einlagerungen sind jedoch bis jetzt noch nicht beobachtet worden.

Das hier am meisten Hervorzuhebende ist, dass der Contactgang der Hornsilbergruben als Haupterz Anglesit führt, dessen Mittelgehalt 43,5 pCt. Blei mit 0,156 pCt. Silber beträgt, dass in den eingelagerten untergeordneten Massen von Schwerspath neben eingesprengtem Hornsilber und Silberglanz noch Rothgülden vorkommt, dessen Krystalle porphyrartig ausgeschieden sind und dass entgegengesetzt der in Utah herrschenden Regel das Silber gar kein Gold enthält.

Man hat es hier augenscheinlich mit einer ganz ähnlichen Bildung, wie bei mehreren Gängen in Perú zu thun, welche massigen, silberhaltigen Anglesit führen, der Hornsilber, Antimonverbindungen und Chlorblei enthält und bis zu 30 m Tiefe geht, bevor er Bleiglanz erreicht. Bleicarbonat tritt nicht immer neben dem Anglesit auf; wie denn auch der geringe Kohlensäuregehalt in der Newberry'schen Analyse wohl nicht auf Blei bezogen werden darf.

Raimondi [1]) beschreibt mehrere derartige Vorkommen, die im Verein mit dem auf Pag. 54 über Chlorblei gesagten einen weiteren Beitrag zu den vielen specifischen Analogien liefern, welche zwischen den Cordilleren Südamerikas und den Gebirgen des westlichen Nordamerikas stattfinden.

Die Hornsilbergruben producirten im Jahre 1881 163420 Ctr. Blei, das, gut raffinirt, bei 99,96 pCt. Blei nur noch sehr geringe Beimischung von Antimon, Wismuth, Eisen, Arsen, Kupfer und Zink enthielt und 1,259,903 Unzen Silber im Werthe von 408,600 Dollars für Blei und 1,398,492 Dollars für Silber ergab, gegen die Hälfte dieser Production im Jahre 1880.

Diese Bergwerke gehören, obschon sie auffallender Weise gar kein Gold in ihrem Silber enthalten, sicher zu den reichsten der Erde; man schätzte den Werth der 1881 aufgeschlossenen Erzmittel auf 50 Millionen Dollars. Zu dem Hornsilbergrubencomplex gehört noch die Lulugrube südlich der Hornsilbermine; sie baut auf demselben Gang, hat aber erst bei 46 m Teufe schwache Erzmittel getroffen.

Sowohl weiter südlich als nördlich dieser Grube scheint der Reichthum des Ganges sich abzuschwächen bezw. in grösserer Tiefe zu liegen, wie dort unternommene Arbeiten beweisen, die meist nur Eisensteine bis jetzt angetroffen haben.

[1]) l. c. pag. 163 ff.

Eine halbe Meile nordöstlich von Frisco, liegt in demselben District die Carbonate Mine. Es ist ebenwohl ein Contactgang angeblich zwischen Porphyr und Dolomit, in Wirklichkeit aber wahrscheinlich zwischen Trachytporphyr und dolomitischem Kohlenkalk. Das Streichen ist entgegengesetzt zu dem in den Hornsilbergruben, westöstlich, der liegende Kalkstein vertical; das Einfallen des Hangenden nach Norden. Die Mächtigkeit des saigern Ganges ist 2,75—15 m.

Die Erze bestehen bis zu der jetzt erreichten Teufe von 180 m aus silberhaltigem Bleiglanz mit Antimon-, Arsen-, Zink- und Eisenverbindungen in einer Gangart von Thon, Trachyt und Baryt, und geben etwa 17 pCt. Blei mit 0,122 pCt. Silber.

Newberry sagt darüber, dass es eine Spalte im Trachyt sei, die, $3^1/_2$—$4^1/_2$ m mächtig, die verschiedenartigsten Bruchstücke und Gerölle des Nebengesteins, cementirt durch silberhaltiges Bleisulfid und -Carbonat, berge. Ein ähnliches Verhältniss zeigt die berühmte Bassick Mine von Rosita in Colorado. In dieser finden sich Bruchstücke und Gerölle von Trachytporhyr und Quarz, verkittet und concentrisch eingehüllt durch Gold- und Silbertelluride mit Sulfiden von Kupfer, Zink, Blei, Eisen etc.

Da Wassermangel im südlichen Utah herrscht, werden die fein gestampfen Erze auf trockenem Wege durch Gebläse concentrirt, welche nach demselben Princip construirt sind, wie unsere Getreidereinigungsmaschinen.

Etwas weiter in derselben Richtung, 2 Meilen von Frisco im Beaver Lake District, treten 40—60 procentige Kupfererze in Gängen auf, die an 23 m mächtig sind und in archäischen Gesteinen aufsetzen.

In Beaver County findet sich auch Wismuth. Die hier theils als Schwefelwismuth, theils als Carbonate mit Quarz, Kalkspath, Schwefelkies und Granat in Hornblendegestein eingesprengten Erze zeigen ein ausgedehntes Vorkommen.

Sie enthalten

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Wismuth . . . | 3,66 | bis | 6,40 | pCt. |
| Schwefel . . . . | 0,26 | „ | 0,92 | „ |
| Kupfer . . . . | 0,28 | „ | 6,14 | „ |
| Kobalt u. Nickel . | 0,10 | „ | 0,58 | „ [1]) |
| Tellur . . . . . | | Sp. | | |

Etwa $6^1/_2$ Meilen rein östlich von Frisco, jenseits Beaver Valley, liegt im Bradshaw District die Cave Mine, wahrschein-

[1]) Polyt. Review, Philadelphia 222.

lich in jurassischem Kalkstein im Contact mit Rhyolit. Es ist ein typischer Zug von Erzstöcken (eine sog. chamber mine), mit mitunter hausgrossen Höhlungen, die nur theilweise mit metallischen Substanzen bis zu einer Höhe von 1—15 m gefüllt sind; eisenschüssige Bleierze, die 5,96 pCt. Blei 0,045 pCt. Silber und 0,0012 pCt. Gold enthalten, sind in diesen Hohlräumen von dem verwitterten und herabgestürzten Dachgestein der First bedeckt. Das häufig vorkommende mulmige Eisenoxydhydrat ist fast durchweg gold- und silberführend. In der Tiefe hat man jüngst silberhaltigen Cerussit angehauen. Die Unterbrechungen des Zuges sind geringer als die in den Cottonwoodgruben beobachteten.

Vier Meilen weiter östlich im Ohio District bei Marysvale treten in derselben Formation silber- und goldhaltige Kupfererze auf, viel gediegenes Kupfer findet sich u. a. in der Copperchief-Grube.

Im Südosten von Frisco, wohl in derselben Formation wie Frisco selbst, liegen etwa 3½ Meilen entfernt in den Picacho Hills im Stardistrict mehrere Gruben, in denen silberhaltiger, aber stark eisenschüssiger Bleiglanz bearbeitet wird.

Weiterhin in derselben Richtung finden sich Contactgänge zwischen Granit und Quarzit, welche kupferreich sind, z. B. die Lake Superior Gruben mit Erzen von 15—40 pCt. Kupfer, 0,06—0,18 pCt. Silber und 30 Doll. Gold in der Tonne.

Das Gangstystem von Marysvale scheint sich demnach in nordsüdlicher Richtung zu erstrecken.

Westlich von Frisco in dem ungefähr 8 Meilen entfernt gelegenen Minendistrict von Pine Grove tritt in den Contactgängen zwischen Kalk und Quarzit wieder Cerussit auf, so z. B. in der Red Rover Mine und anderen.

Cobalt ist in geringeren Quantitäten vorgekommen und das überall aber spärlich vorhandene Molybdän fehlt auch hier nicht.

Ueber das Vorkommen von Realgar und Auripigment in Süd Utah sagt William P. Blake [1]) Folgendes:

Die beiden Mineralien finden sich vorgesellschaftet in einer dünnen Lage in horizontalliegenden Sedimenten, die von Lava überdeckt sind, im Coyote Minendistrict, Iron County, ganz in der Nähe der Wasserscheide des grossen Bassins der Depression Lake Bonneville und dem Gebiete des Coloradoflusses, ziemlich genau südlich von Salt Lake City und unter 38° N. Br. Die ebenfalls horizontalliegenden Erzlager von Antimonglanz, welche Newberry kürzlich beschrieb, treten in derselben Formation, aber in einem Sandsteine auf, der einem andern Horizont entspricht.

---

[1]) Am. Journ. 1881. XXI. pag. 219.

Die Arsensulfide erstrecken sich in Form rundlicher Knollen von verschiedener Grösse in der Mitte einer Schicht compacten sandigen Thons, etwa 5 cm mächtig, auf beträchtliche Entfernung in verworrenen Krystallaggregaten und amorphen Rinden, die jedoch vom Thon nicht scharf geschieden sind. Ober- und unterhalb und in unmittelbarer Nähe sieht man schwache parallele Lagen von faserigem Gyps.

Der hangende Thon, 9 m und darüber mächtig, ist mit löslichen Salzen imprägnirt, die auf der Oberfläche des Thons harte Krusten und Efflorescenzen bilden.

Das ganze Aussehen und die Begleitmineralien der Arsensulfide zeigt, dass sie aus einer wässerigen Infiltration hervorgegangen sind, die nach dem Absatz der Thonlager stattfand. Dieses ist unzweifelhaft der Fall, ebenso wie bei ähnlicher Bildung bei dem Schwefelantimon angenommen werden muss. Dennoch ist nicht wahrscheinlich, dass erst eine nachträgliche Infiltration der sicher in Gestalt von Lösung eingedrungenen Sulfide stattgefunden hat, weil dann solche auch in den oberen Partieen des Salzthones vorkommen müssten.

Die in Mutterlaugen gelösten Sulfide sind vielmehr in ein Salzwasserbecken gedrungen, in dem schon ein Niederschlag von Gyps begonnen hatte, haben sich dann (vielleicht wegen der erlittenen Verdünnung oder Abkühlung ihrer Lösung) niedergeschlagen und sind mit dem zugleich niedergehenden Thon vermengt worden. Der spätere Absatz von Thon nahm dann auch die mit den Schwefelverbindungen eingetroffenen Mutterlaugensalze auf.

Jedenfalls liefert dieses characteristische Auftreten den Beweis, dass Sulfide, gleichviel ob bei hoher oder niedriger Temperatur, in Mutterlaugen löslich sind.

Nach dem Referat von G. W. Hawes[1]) lagert Lava über dem Thon (nach Dutton ist es Trachyt) und vermuthet er, dass die Substanzen erst nachher eingedrungen seien. Damit bleibt aber die horizontale Lagerung im Widerspruch.

An und für sich ist die Lösung von Schwefelarsen in Jod bekannt. Schon wenig über 100° schmelzen gleiche Moleküle von Arsendisulfid und Jod oder Schwefelarsen und Jodschwefel zu einem durchaus homogenen braunen Fluidum, das bei Luftabschluss ohne Zersetzung destillirt werden kann, beim Erkalten amorph und glasig wird und keinen Schwefel an Lösungsflüssigkeiten desselben abgiebt.[2]) Die nöthige Wärme wird in obigen Fällen von Trachyt herstammen und jodhaltige Mutterlaugen werden das Lösungsmittel gewesen sein.

Etwa 15 miles weiter südlich tritt bei Marysvale Camp

---

[1]) N. Jahrb. f. Min 1881 pag. 340.

[2]) R. Schneider, Journ. pr. Chem. 23. pag. 486.

in einem nach Newberry paläozoischen Kalkstein auch Onofrit in einer 10 cm starken Spalte auf.

Die Wasserscheide zwischen Lake Bonneville und dem Rio Colorado im Südwesten des Territoriums Utah bildet auch annähernd den westlichen Theil der Südgrenze von Jron County; die Höhenzüge führen den Namen Rim of the basin. Jenseits derselben beginnt eine Gegend, die grosse Verwüstungen zeigt. „Die aus leuchtend, rothen Sandsteinen aufgebauten Berge, deren Abhänge nackt und ohne alle Vegetation sind, ragen in zerrissenen Kämmen und starren Formen steil gegen den Horizont empor. In den tieferen Regionen sind schwarze Eruptivgesteine häufig, und stellenweise nehmen solche auch die Gipfel von Sandsteinrücken ein. Das ganze Gelände macht den Eindruck als ob nach einer enormen Katastrophe in den tieferen Gegenden nichts übrig geblieben sei, als ein schwarzer Schlund und in den höheren nur der feurige Sandstein, der noch rothglühend zu sein scheint; man glaubt bei stark vibrirender Atmosphäre in heisser Sonne, die brennende Hölle und ihre schwarzen Grundfesten vor sich zu haben," sagt einer der Beschreiber jener Gegenden.

Alles dieses hat aber die Minenspürer (prospectors) nicht abgehalten, ihre Keilhauen dort zu gebrauchen, und so wenig versprechend Laven und Sandsteine für den Bergmann anderwärts zu sein pflegen, haben sich doch in letzteren hier Reichthümer gefunden. Die Sandsteine, die sich in breitem Gürtel über 30 Meilen weit über Kanab nach Osten hinziehen und dann in südlicher Richtung nach Arizona und Mexico ausbiegen, sind nämlich in der Umgegend von Leeds als silberführend erkannt worden. Ein Theil des nach Osten ziehenden Sandstein-Gürtels führt seiner Farbe entsprechend den Namen Vermilloncliffs (Zinnoberklippen).

Zwischen Toquerville und St. George (beide etwa unter 37° 15′ S. Br. im rechten Ufergebiet des Rio Virjin gelegen, welcher dem Colorado zufliesst), liegt im Washington County der Minendistrict Harrisburg, gegründet auf die erst seit Ende 1876 begonnene Bearbeitung jener Silber-Sandsteine.

Das südlich von Leeds, dem Minencentrum des genannten Bezirkes gelegene Gelände, lässt bei Silver Reef die geologische Beschaffenheit dieses verhältnissmässig geringen Areals ziemlich gut erkennen.

Die Schichten der (wohl permischen) rothen und grauen Sandsteine fallen innerhalb eines halbkreisförmigen Bogens sämmtlich unter 5 — 90° radial gegen die Peripherie ein; auf dieser liegen Basalt- und Lavadurchbrüche in Menge. Die Centralpartie des Sandsteins existirt nicht mehr; statt ihrer findet sich eine Einsenkung, deren Ränder in scharfen klippen-

und riffartigen Formen die Schichtenköpfe der Gesteinslagen zeigen.

Man würde also die orographische Situation vergleichen können mit einem enormen Krater von einem Durchmesser von 1 1/4 Meile, dessen Inneres von einem flachen Aschenkegel ausgefüllt ist, der statt eines Gipfels eine weite Einsenkung trägt.

Die Erklärung der ganzen Situation erscheint nicht schwierig. Eine wohl mehr als halbkreisförmige Linie von vulkanischen bezw. Basalterhebungen, die nicht alle zum Durchbruch gelangten, störte die peripherischen Partieen einer Serie von Sandsteinflötzen, wobei dieselben natürlich mehr oder weniger gehoben werden mussten. Eine zweite spätere vulkanische Periode beschränkte ihr Hauptwirken mehr auf die Centralpartie, und hob diese über das von den Randzonen erreichte Niveau, so dass also aus dem früher hervorgerufenen concentrischen Einfallen der Schichten ein excentrisches wurde. Nachträglich wurden die in ihrem Zusammenhang sehr gelockerten Centraltheile hinweggeführt und so entstand die jetzt vorhandene Mulde. Die Böschungen derselben sind nun aus den Schichtenköpfen von wechsellagernden grauen und rothen Sandsteinen von mehreren hundert Metern Mächtigkeit gebildet, in denen einzelne Lagen von Chlorsilber mit etwas Brom- und Jodsilber, Schwefelsilber und gediegenem Silber in variabeln Mengen neben Kupferverbindungen ungleichmässig imprägnirt sind. Silberglanz und gediegenes Silber pflegt dabei die unteren Horizonte einzunehmen.

Man schätzt die Ausdehnung des Bezirkes dieser Imprägnirung auf 4 1/2 Meilen Länge bei 2 Meilen Breite.

Der Sandstein ist gewöhnlich feinkörnig, in den oberen Schichten, besonders auf den Absonderungsflächen oft mit weissen Glimmerschüppchen versehen und eher gebräche als hart; die untern Schichten sind compacter und thonreicher als die oberen, die beide Arten trennende dünne Lage ist kalkhaltig.

Organische Reste sind häufig und von mannigfaltiger Art. Es finden sich verkieselte Wurzelstöcke und Stammbruchstücke, die nahezu 50 cm stark und 1,5 m lang sind, an manchen Stellen in grossen Massen, weiterhin Steinkerne von Calamiten (Conwentz), Blattreste von Monocotyledonen, welche bis zu mikroscopischen Dimensionen herabgehen und schwarze von organischen Substanzen herrührende Flecken. An einigen Punkten ist diese Substanz total carbonisirt, so dass man von kleinen glänzenden Kohlenschmitzchen aufwärts durch bituminöse, sandige Schieferlagen bis zu dünnen Lagen Kohle alle Uebergänge antrifft.

In den Umgebungen dieser Reste scheinen sich die Metalle etwas concentrirt zu haben; jedoch hat man beobachtet, dass da wo Kupferfärbung vorkommt, weniger Silber vorhanden ist, wogegen eine Eisenfärbung grösseren Silber-Gehalt mit sich

bringt. Besonders die porösen weicheren Stellen des Sandsteins, die Absonderungsflächen und die feinen Klüfte und Ritzen haben der metallischen Lösung Gelegenheit geboten ihren Gehalt abzusetzen; die harten Partieen sind metallarm oder -leer.

Auch säulenförmige Erzmittel von den verschiedensten Dimensionen sind nicht selten, aber eine regelmässige Vertheilung des Gehaltes, lässt sich nach keiner Richtung hin nachweisen. Eine Schicht von 1 m Stärke in der Stormont Mine gab z. B. 0,335 pCt. Silber. Im Allgemeinen kann man den Gehalt der als bauwürdig erkannten Lagen nicht höher rechnen als 0,067 pCt. Silber, das durch Amalgamation des gestampften Erzes ausgebracht wird; unter 0,046 pCt. ist für jetzt kein Material mehr brauchbar. Hie und da vereinigen sich auch zwei bauwürdige Lagen.

Die hervorragendsten Gruben sind die der Christy-, Stormont-, Barbee u. Walker- und Leeds-Compagnie. Die Gesammtproduction von 1880 war 846062 Unzen in Silber im Werthe von 930668 Dollar, 1881 in Folge von Arbeiterunruhen aber nur 614368 Unzen im Werthe von 675805 Dollar.

Viele Theorien und Ansichten sind über die Herkunft der Metalle aufgestellt worden, besonders sind der Vulkanismus und seine Metalldämpfe in directe Verbindung mit dem Metallreichthum bei Leeds gebracht worden; aber wohl zu beachten ist der Umstand, dass der Sandstein nicht überall in seiner weiten Erstreckung erzführend ist. Derselbe wird wieder erzreich, aber nicht an Silber, sondern an Kupfer in der Nähe des Rio Colorado, etwa in der Mitte der Südgrenze des Territoriums und ist in dieser Gegend am Rio Colorado weit und breit kein Zeichen von Vulkanismus aufzufinden; nur Carbonische, Jura- und Kreideschichten umlagern das Gebiet. Weiterhin tritt ein hoher Kupfergehalt in demselben Sandstein nochmals bei Nacimiento und anderen Punkten in New-Mexico auf.

Nun umgeben allerdings Trachyte, Basalte und höchst wahrscheinlich auch Laven (Dutton glaubt annehmen zu müssen, dass die vulkanischen Eruptionen in Süd-Utah erst vor wenigen Jahrhunderten geendet haben) partiell das in Rede stehende Gebiet, im Süden erheben sich auch in einiger Entfernung noch die viele Meilen langen und breiten Basaltfelder von Hurrican Ledge, Sanup etc., die nahe bis an den Rio Colorado reichen, und im Norden bis nach Jron City und darüber hinaus liegen Trachyt- und Rhyolitmassen, aber diese haben sicher nicht das Metall geliefert, da sie doch jedenfalls jünger sind, als die Sandsteine und die metallführenden Lagen mehr oder weniger in der Mitte der ganzen Bildung angetroffen werden.

Dagegen befinden sich im Südwesten in etwa 9 und 14 Meilen Distanz von Silver Reef Salzberge (nach Mittheilungen

von A. HARTWIG). Im Nordosten von demselben Washington County, in dem Leeds liegt, soll ein grosser Salzzug auftreten und weiterhin etwa 15 Meilen von St. George liegen am Virjin River 2 Meilen oberhalb seiner Mündung in den Rio Colorado ausgedehnte Lager reinsten Steinsalzes, deren Existenz schon von WHEELER [1]) erwähnt und durch neuere Expeditionen bestätigt worden ist. Die Durchsichtigkeit einzelner Stücke ist so gross, dass man durch 15 cm starke Platten noch Gedrucktes zu lesen im Stande ist. [2])

Diese Salzbildungen lösen wohl das Herkunfträthsel der Metallsolutionen. Sind sie, wie anzunehmen, gleichalterig, d. h. permisch, so werden die von ihnen herstammenden Mutterlaugen, durch vulkanische Erschütterungen in's Treiben gebracht, aus Erzlagern Metalle gelöst und in die Sandsteinbucht ergossen haben, wo dann der Niederschlag bezw. die Umsetzung von dessen Producten von verschiedenen Factoren, wie der Gegenwart organischer Reste etc. abhing. Je nach der Beschaffenheit des Untergrundes drangen sie flacher oder tiefer ein und wurden später von annähernd gleichen Sandsedimenten, wie die zuerst metallfrei abgesetzten überlagert.

Dieselben Verhältnisse, nur in kleinerem Maassstabe, walten auch bei dem weiter unten beschriebenen Vorkommen von Schwefelarsen und -Antimon im Coyote-Minendistrict ob.

Das ganze Sandstein-System wurde dann später zu verschiedenen Epochen gehoben, verworfen und theilweise zertrümmert und fortgeführt.

Obgleich man 1879 die Behauptung aufstellte, dass mehrere Silbersandsteinflötze in nicht unbeträchtlicher Distanz übereinander lägen, scheint doch nur eine einzige Hauptstrate zu existiren, von welcher Theile hie und da über- und ineinander geschoben sind.

Tiefbohrungen, die vom October 1878 an mit Diamantbohrern angestellt wurden, trafen unterhalb der jetzt bekannten Lager nichts derartiges mehr an.

Gold ist im Silber der Leeds-Sandsteine nicht enthalten; Gold ist eben schwieriger auflösbar in Chloridlösungen als andere weniger edle Metalle.

Ganz ähnliche, aber wohl jüngere Sandsteine mit schwachem Silber in Kupfergehalt finden sich auch in San Pete County. Mir vorliegende Stücke zeigen deutliche Astansätze in den Stammresten von Coniferen; ihr sonstiges Aussehen ist dem der anderen gleich.

Im Salt Creek Cañon etwas westlich von San Pete stehen

---

[1]) Ann. Report 1876. pag. 177.
[2]) Eng. u. Min. Journ., Juni 1878.

mächtige Salzfelsen an. Mutterlaugenproductionen haben also auch hier stattgefunden und mit solchen muss demnach hier ebenfalls die Entstehung von Lösungen metallischer Substanzen in Verbindung gebracht werden. Dass Mutterlaugen bei Leeds thätig waren, ist leicht nachzuweisen. Uebergiesst man einige Gramm des pulverisirten Sandsteins von dort mit Wasser und lässt nach einiger Zeit einen Tropfen von diesem auf einer Glasplatte langsam unter Bedeckung verdunsten, so präsentiren sich unter dem Mikroskop neben Chlormagnesiumresten zierliche Kochsalzwürfelchen. (Genaue Analysen werden folgen.)

An Steinsalz fehlt es überhaupt nicht in jenen Breiten. Ausser den schon erwähnten Localitäten finden sich noch andere mit Salzflötzen. Die Sierra la Sal hat von ihrem Salzreichthum den Namen und liegt unter 38° 30 nördl. Br. und 109° 15 westl. L. im Utahterritorium; im benachbarten Nevada treten im südlichen Theile vom Lincoln Co. neun Flötze auf, deren Ausgehendes auf 3 — 4 Meilen hin sichtbar ist, deren Stärke zwischen 9 und 90 m beträgt und deren südliches Ende noch nicht 2 Meilen aufwärts des Anfangspunktes der Schiffbarkeit des Rio Colorado liegt [1]), und wie viele Salzablagerungen werden noch aufgefunden werden, wenn das Ländergebiet näher durchforscht wird.

Aehnliche Imprägnationen, wie die von Silver Reef, mit Silber kommen mit Quecksilber in Sandsteinen an der californischen Küste vor mit antimonhaltigen Sibererzen auch an anderen Orten in Californien, z. B. im Blind Springs District, Mono Co.; solche mit Kupfer in New-Mexico, wie schon oben gesagt; immense Lager dieser Art treten bei Santa Rita in Arizona auf [2]), sowie weit verbreitet in Texas (mit Gypssandsteinen und fossilen Resten aus der Araucarien-Familie), New-Jersey und am Lake Superior, wo neben Kupfer auch gediegen Silber im Sandstein und Schiefer liegt [3]), und überall werden wohl wie beim Kupferschiefer selbst, Salzlösungen das Vehikel und Transportmittel des Metallgehaltes gewesen sein, welcher sich nachher in feinen Theilen niederschlug bezw. an einzelnen Stellen concentrirte.

Höchstwahrscheinlich sind alle diese Bildungen von Süd-Utah permisch. An 260 m mächtige Gesteine südlich von Shinarump Cliff und im unteren Kanabthal haben gypsführende Mergel und Schiefer in den oberen 216 m und massige (dolomitische?) Kalksteine in den unteren 44 m und erstrecken sich (übereinstimmend mit den Beobachtungen von Marcou,

---

[1]) Eng. u. Min. Journ., April 1879.
[2]) Ibid., Juni 1879.
[3]) Ibid., September 1879.

Newberry, Shönnard, Gilbert, Marvin, Howell) östlich, westlich und südöstlich nach Arizona und New-Mexico.[1])

Hiermit wären die productiven Mineraldistricte des Territoriums von Utah flüchtig skizzirt.

Alle vereinigt lieferten im vergangenen Jahre 1881:

| | | | |
|---|---|---|---|
| 2 645 373 Pfd. raffinirtes Blei zu $5^1/_2$ Cts. für das Pfund im Werth von . . . . . . . . . . | Doll. | 145 495 | 51 |
| 42 191 625 Pfd. Rohblei zu 50 Doll. für die Tonne im Werth von . . . . | „ | 1 054 790 | 67 |
| 5 400 191 Unzen Silber zu 1,11 Doll. im Werth von . . . . . . . . . . | „ | 5 994 212 | 01 |
| 7958 Unzen Gold zu 20 Doll. im Werth von | „ | 159 160 | 00 |
| Total | Doll. | 7 453 658 | 19 |

wobei allerdings 3 969 440 Pfd. Blei, 441 846 Unzen Silber und 976 Unzen Gold aus Erzen extrahirt wurden, welche aus den zunächst liegenden Grenzdistricten von Idaho, Nevada und Montana importirt wurden.

Man berechnet, dass bis Ende 1879 die Hauptwerke Utah's ergeben haben:

| | | | |
|---|---|---|---|
| Flagstaff, Big-Cottonwood District . . | 3 | Mill. | Doll. |
| Old Telegraph, Bingham District . . | 3 | „ | „ |
| Prince of Wales, Alta District . . . | 1 | „ | „ |
| Ontario, Park District . . . . . . . | 5 | „ | „ |
| Silver Reef, Leeds District . . . . . | $2^1/_2$ | „ | „ |
| Emma, Big-Cottonwood District . . | $2^1/_2$ | „ | „ [2]) |

Die Gesammtproduction des nordamerikanischen Westens (jenseits des Missouri) belief sich 1881 auf

31 869 686 Doll. Gold, 55 077 417 Doll. Silber, 6 361 802 Doll. Blei und 1 195 000 Doll Kupfer.

Von anderen nutzbaren Metallen und Mineralien wären anführungswerth folgende:

K u p f e r. Ausser den schon gelegentlich genannten Kupfererzgängen in Tintic und bei Frisco und Marysville mag hier noch gesagt werden, dass auf einer der höheren Partieen des Wahsatchgebirges zwischen Salt Lake City und Ogden das Ausgehende eines sehr bedeutenden Erzlagers von Schwefelkupfer sich findet, das bei 25 pCt. Kupfer einen Werth von 700—800 Doll. in Edelmetallen für die Tonne hat; trotzdem wird die Mine, Copper lode, nicht bearbeitet, weil die Combi-

[1]) C. D. Wallcoff, Am. Journ. Sc. 1880. pag. 221.
[2]) Eng. u. Min Journ., December 1879.

nation des Silbers mit den Kupfererzen beim Trennen mehr Kosten verursacht, als bei anderen Verbindungen.

Auf der Grenze zwischen Utah und Colorado im Ewingdistrict lassen sich (nach Powell) Gänge von oxydischen antimon- und arsenikfreien Kupfererzen, 0,3—15 m mächtig, auf Hunderte von Metern auf der Oberfläche zwischen Schiefergesteinen und Kalkfels verfolgen. Der Silbergehalt erreicht bis 50 Unzen in der Tonne, d. h. 0,153 pCt.

Big Cottonwod, Bingham Cañon, Snakedistrict, Antelope Island, im Süden das Colorado River-Gebiet, z. B. bei Grand Gulf unterhalb St. George, etc. bergen reiche Kupfererz-Lagerstätten.

Wäre eine Möglichkeit vorhanden, in Utah Kupfer mit Vortheil zu produciren, so würden sicher schon Hunderte von Kupferwerken im Gange sein; denn dieses Metall ist fast ebenso verbreitet in Utah als Eisen.

Eisen. Magneteisen, Eisenglanz, Rotheisenstein, Braun- und Gelbeisenstein, Spateisen etc. in allen Varietäten, zum Theil manganhaltig, finden sich über das ganze Territorium von Utah zerstreut in ansehnlichen Mengen.

Schuppiger Hämatit liegt 9—12 m mächtig bei Smithfield in Cache County, der 70 pCt Eisen enthält. Um Ogden sind Eisensteinlager häufig; aus den Klumpen eines Eisenerzes aus einem dortigen Thonlager hat man direct Hufeisen geschmiedet [1]). Ein solcher Eisenstein dorther, in welchem gediegen Silber mit der Lupe sichtbar ist befindet sich im Museum von Salt Lake City. Ein grosser Theil der Utah-Eisensteine enthält hinreichend Silber, um darauf hin zugute gemacht zu werden. Ausserdem dienen sie aber bis jetzt fast nur als Zuschlag bei den Schmelzprocessen, wenn ihnen weniger als 5 pCt. Kieselsäure beigemischt sind; der Eisenhut der Gänge ist meistens zu kieselig, um mit Vortheil zum Gattiren verwendet zu werden. Nahe bei Salt Lake City im City Creek Cañon stehen auch Eisensteine an. Aber erst kürzlich hat man begonnen, Eisenwerke bei Ogden zu errichten. Die zunächst zu verwendenden Eisensteine vom Mill Creekdistrict in der Nähe von Willard bestehen aus 50—60 pCt. Eisen, enthalten 2—3 pCt. Kieselsäure, sind durchaus schwefel- und phosphorfrei und denen von Tintic sehr ähnlich. In den oberen Lagen kommen Goldkörner vor.

Die Eisensteinlager südwestlich von Santaquin in Tintic fanden schon Erwähnung; sie sind an 12 m mächtig, bei einer Breite von 270 m auf fast 2 km Länge in der Richtung von NO.—SW. zu verfolgen und werden durch Tagebau bearbeitet. Die fast kieselfreie und poröse Beschaffenheit des Materials macht es bei 50—60 pCt. Eisengehalt für Zuschlagszwecke sehr geeignet.

---

[1]) Resources of Utah pag. 34.

In dem Wah-Wah-Gebirgszuge, 5½ Meilen südwestlich von Frisco, stehen auch Eisenerze an, die für die Friscoschmelzen ausgebeutet werden. Die wichtigsten Lager jedoch befinden sich im Iron County (38° südl. Br.), das davon seinen Namen erhalten hat. Der ganze Hügelzug Iron Mountains, der sich etwa 450 m hoch aus der Ebene erhebt, und sich von Iron City über Iron Springs nordöstlich an 3 Meilen lang bei 1 Meile Breite hinzieht, besteht aus Eisenerzen.

Partielle Analysen dieser Erze ergaben:

| Eisen | Phosphor | Schwefel | Kieselsäure |
|---|---|---|---|
| 62,60 | — | 0,12 | 4,8 |
| 60,90 | — | 0,08 | 5,7 |
| 64,00 | 0,12 | — | nicht best. |

Newberry [1]) sagt über diese Vorkommen: „300 miles (aber nicht in der Luftlinie! O.) südlich von Salt Lake City liegen Magnet- und Hämatit-Eisenerze in der directen Verlängerung der Wahsatchgebirge in grossartigen Dimensionen. Big Blowout ist eine Masse, an 300 m lang und 150 m breit, welche in thurmartigen Gestalten wohl 30 und mehr Meter über die Oberfläche emporragt. Blair Mine ist ein zerrissener schwarzer Kamm von Magneteisen, 60—90 m hoch. Das Erz dieser Region, etwa zur Hälfte Hämatit, starrt meist in senkrechten, plattenartigen Massen in die Höhe. Oft finden sich darin dünne Quarz- oder Jaspislagen, die es durchziehen; zuweilen auch solche von krystallisirtem Apatit mit Individuen von 5 bis 7,5 cm Länge. Die Erze liegen im Granit, der feinkörniger ist, als der der Axe des Wasatchgebirges."

Für eruptiv erklärt sie Newberry nicht, und diese Ansicht wird der hervorragende Geolog wohl nicht allein haben. Er hält vielmehr für wahrscheinlich, dass organische Säuren das Lösungsmittel abgeben. Schwarzes Eisenoxydoxydul fällt allerdings aus ameisensaurem Eisen in Gegenwart von Wasser aus [2]) und die Existenz anderer organischer Säuren, die gleiches bewirken, ist ja nicht ausgeschlossen. Ameisensäure, die bekanntlich sehr energisch ist, entsteht neben Essigsäure bei der Destillation von Torfmoorsubstanz mit Schwefelsäure. Wenn man nun im vorliegenden Falle auch nicht an eine Destillation denken kann, so darf doch die Möglichkeit von der Einwirkung anorganischer Säuren auf Organismen mit daraus hervorgehenden organischen Säuren nicht als ausgeschlossen hingestellt werden. Zeit ersetzt ja in vielen Fällen auch Wärme.

Es braucht hiernach nicht hervorgehoben zu werden, dass

[1]) Am. Journ., Januar 1881, pag. 80.
[2]) T. Riban, Chem. Ber. 1882. pag. 78.

die Ansicht gerechtfertigt ist, ein fünftes Centrum von Eisenproduction würde demnächst zu den vier vorhandenen der Vereinigten Staaten (Pennylvania, Michigan, Missouri u. Tenessee) in Utah hinzutreten, weil mehrere der Kohlenflötze gutes Material für Coak liefern.

Schwefelantimonlager im Sandstein von Jron County wurden schon erwähnt, ebenso von Stockton; in cambrischen Schichten bei Brigham City setzen über 1 m mächtige Gänge davon auf, die 20 — 30 pCt. Antimon enthalten.

Kohlen. Wenn das Wahsatchgebirge südlich von American Fork nach den bis jetzt gemachten Aufschlüssen auch nicht als reich an Edelmetallen betrachtet werden kann, so birgt es doch andere Mineralschätze; zu diesen gehören vornehmlich Salz- und Kohlenflötze. Die ältere eigentliche Kohlenformation hat allerdings nichts anderes als enorme Kalk- und Quarzitablagerungen hinterlassen, aber die jüngeren Formationen haben diesen Mangel ausgeglichen. Von Pleasant Valley hinunter durch Castle Valley bis zum Colorado River liegen mächtige Kohlenflötze verschiedenen Alters in grosser Ausdehnung an der Ostseite des Wahsatchgebirges fast der ganzen Ostgrenze des Territoriums entlang.

Die Flötze bei Coalville nicht weit von der Pacificbahn sind seit 15 Jahren in Betrieb und versorgen jetzt namentlich die Werke von Parleys Park (Ontario-Mine etc.) mit Kohlen. Zwischen den beiden stärksten bebauten Flötzen, von denen das obere 1,5 m, das untere 3 m mächtig ist, liegen 90 m Bergmittel. Das Einfallen ist nahezu 20°.

Auch in Tooele-, Box Elder-, Rich- und Morgan-County sind Kohlen gefunden, aber noch nicht näher untersucht worden.

Das Vorkommen in Elko-County, bei Lucio 4 m stark, fand schon Erwähnung. Weiter südlich finden sich Kohlenlager in San Pete Valley bei Wales, auch 6 Meilen südlich von Nephi.

Ein dort bis jetzt in Angriff genommenes Flötz ist 1,6 m mächtig und in seinem Liegenden fehlen nicht die „üblichen“ Lagen feuerfesten Thones. Das Ausgehende, das sich auf $1^3/_4$ Meilen verfolgen lässt, ist sehr gyps- und salzhaltig, Beweis, dass später Seewasser darüber gestanden hat. Kohle, 12 m weit vom Ausgehenden, ergab Coak 50,7, Bitumen 34,2, Asche 13,3, Feuchtigkeit 1,8.

Die jetzige Production erreicht erst 200 Tonnen (zu 2000 Pfd.) täglich.

In Pleasant Valley, in Huntington Cañon liegen Kohlen, in Headquarter Cañon 3,3 m stark, in Sandstein mit einer schwachen Brandschieferlage als Hangendes.

In Winterquarters ist ein Flötz aufgeschlossen, das 3,6 m Kohle mit einer 20 cm dicken Lage von feuerfestem Thon hat.

Einige Flötze in Pleasant Valley erreichen 6 m Stärke.[1]) Bei Crandall steht ein solches mit 3,3 m Kohle und einem Brandschieferband an; weiterhin liegen mehr Flötze von 1,6 und 5,2 m Höhe. Am Ausgange von Magnolia Cañon westlich von Pleasant Valley ist ein Lager von 5,1 m Mächtigkeit untersucht. Auch in Coke Cañon werden Flötze von 1—3 m Stärke bebaut.

Fast überall bilden feste Sandsteine Hangendes und Liegendes, abgesehen von schwachen Schichten von Brandschiefer oder Thon. Phosphor und Schwefel sind nur schwach in den Kohlen vertreten; Bitumen aber reichlich; Schwefel von 0,356—0,547 pCt.

In der Nähe von Iron City ist das Ausgehende von cretacischen Kohlenflötzen nahezu auf $3^1/_2$ Meilen Länge zu verfolgen; die Mächtigkeit variirt zwischen 1,5 und 5,5 m. Bei Cedar city liegen (anscheinend) jurassische Kohlen; bis nach Paria, Kanab und Leeds an der Südgrenze von Utah reichen kohlenführende Schichten.

Trotzdem hat bisher immer noch eine Kohleneinfuhr von Wyoming und Coaktransport vom Osten her stattgefunden, weil das Eisenbahnnetz Utah's noch nicht hinreichend entwickelt ist.

Schwefel findet sich in verschiedenen Theilen von Utah. Die anscheinend mächtigsten Ablagerungen trifft man im Millard County an der Nordgrenze von Beaver County, z. B. bei Cove Creek. Bei 6 m Teufe ist es der Schwefelwasserstoffexhalationen wegen nicht gut möglich, weiter abwärts zu dringen.

Feiner Thonschlamm ist stellenweise mit dem Schwefel verbunden, auch holzige, ganz wohl erhaltene Stammstücke von Dicotyledonen und andere vegetabilische Reste finden sich darin. Lava, Trachyt und Bimstein treten dicht dabei auf; Wheeler giebt jedoch die Umgebung der Localität auf drei Seiten als basaltisch an.

An einzelnen Stellen enthält die Substanz 98 pCt. Schwefel. Heisse Quellen liegen ganz nahe in südlicher Richtung. Bei Cedar City (Iron County) kommt gleichfalls Schwefel massenhaft vor.

Petroleum findet sich in vorzüglicher Qualität und bedeutender Menge im Spanish Fork Cañon östlich vom Utah-See; dort quillt bei 2 Fuss Tiefe schon Wasser mit 25 pCt. Petroleum aus dem Boden.[2]) Bei Sulphur Creek kommt ebenwohl Petroleum vor. Etwas weiter östlich im Soldier Fork lagern mächtige Brandschiefer mit Ozokeritmassen[1]). Nach Clayton erstrecken sich die Bitumenschichten auf 9—14 Meilen

---

[1]) Eng. and Min. Journ., November 1879.
[2]) Ibid., August 1878.
[1]) Diese Zeitschrift 1879. pag. 413.

Länge bei einer Breite von nahezu 5 Meilen. Die Mächtigkeit der Brandschiefer giebt CLAYTON auf 6—12 m an, betont ihren Reichthum an Gas und Paraffinöl und erwähnt noch Kohlenstreifen bis zu 30 cm Stärke, die das Terrain durchziehen. Bergtheer, ganz ähnlich dem von Lobesann im Elsass, wird in derselben Gegend in Massen angetroffen.

Bausteine, Schiefer, Thone, Porzellanerde, Marmor etc. fehlen nicht, bieten jedoch dem Geologen weniger Interesse, als die salinischen Producte, denen hier einige Worte mehr gegönnt sein mögen.

Das grosse abflusslose Gebiet des nordamerikanischen Westens nimmt etwa die Hälfte von Utah, ganz Nevada, den Südwesten von Oregon und den Nordosten von Californien ein und ist annähernd so gross wie Oestereich - Ungarn. Es zerfällt in mehrere Depressionen, von denen die beiden bedeutendsten die Namen Bonneville- und Lahontan-Bassin erhalten haben.

Zu dem Gebiete des ersteren gehört die westliche Hälfte des Territoriums Utah; die östliche Hälfte und ein schmaler Streifen im Süden dieses Territoriums fallen dagegen dem Flussgebiete des Rio Colorado zu. Lahontan - Bassin, etwas weniger bedeutend als jenes, liegt weiter westlich, in Nevada. Bonneville-Bassin hat nach T. K. GILBERT einen Flächeninhalt von nahezu 46000 Qu.-Km; der also den der Schweiz noch übersteigt. Dasselbe theilt sich wieder in mehrere untergeordnete Becken; von diesen ist das des grossen Salzsees das grösste und wichtigste; hierauf folgt das des Seviersees und, wie schon zu Anfang dieser Notizen gesagt, giebt es ausserdem mehrere andere weniger bedeutende.

Noch in jüngsten, geologischen Zeiten ist das ganze Bonneville-Bassin gefüllt gewesen und hat höchstwahrscheinlich mit dem Stillen Ocean durch das Snake Riverthal communicirt.

Die Forschungen amerikanischer Geologen führen zu der Ansicht, dass in jenen Epochen, zwei trockene und zwei nasse Perioden in diesen Gegenden stattgefunden haben, wodurch wechselweise eine Erhöhung des Wasserstandes und Flächenvergrösserung mit Sinken des Niveaus und Arealreduction eingetreten ist.

Gegenwärtig repräsentirt der grosse Salzsee den Hauptrest vom Bonneville-Bassin.

Derselbe lässt zwei Längstheilungen erkennen. Die westliche dieser beiden wird hergestellt durch drei kleine Eilande (Dolphin, Gunnison und Hat) und die Carrington- und Stansbury-Inseln, welche offenbar die Fortsetzung, der von Süden in meridionaler Richtung kommenden Aqui - Gebirgsketten sind.

Die westliche Längstheilung beginnt mit dem Eintritt der Promontory - Kette von Norden her, als langgestreckte Halb-

insel in den See, setzt sich fort in den beiden Inseln Fremont und Antelope Island und gehört dem Gebirgszuge Oquirrh an, der sich etwas östlich der Südspitze des Sees erhebt und von da rein südlich bis zum 40. Grade läuft, um sich westlich vom Südende des Sees Utah, der seinen Abfluss, den Jordan, in den grossen Salzsee sendet, den Parallelketten der Hochebenen der Wahsatchketten, von denen einige Gipfel bis in die Region des ewigen Schnees hineinragen, anzuschliessen.

Die Tiefe des Sees ist gering; im Mittel übersteigt sie nicht 6 m; die grösste bis jetzt gemessene Tiefe erreicht zwischen der Antelope- und Stansbury-Insel nur 18,3 m. Diese beiden Inseln sind früher (1846, 1847) von den ersten Mormonen-Ansiedlern zu Wagen erreicht worden, liegen aber jetzt isolirt.

Ueber die Schwankungen des Niveaus, des Great Salt Lake, sagt die Zeitschrift der österreichischen Gesellschaft für Meteorologie folgendes. Der grosse Salzsee stieg von 1847 bis 1853 und 1854 um mehr als 1 m, sank dann wieder um mehr als $1\frac{1}{2}$ m bis 1859 und 1860, von 1861 an stieg er wieder rasch bis 1868 um $3\frac{1}{2}$ m, dann noch langsam um einige Centimeter bis 1871—73, von wo ab er wieder langsam um mehr als $\frac{1}{2}$ m sank.

Aus dem Vorkommen von Vegetation in dem vor 1850 vom Wasser unbedeckten Ufersaum ist zu schliessen, dass dieser Saum seit langer Zeit nie mit Wasser bedeckt gewesen, weil das Wasser des Sees so salzig ist, dass auf dem einmal von demselben bespülten Lande keine Vegetation mehr (nicht einmal *Artemisia sempervirens*) zu existiren vermag. Es mögen Jahrhunderte vielleicht vergangen sein, um den Boden durch den atmosphärischen Niederschlag so auszulaugen, dass er jene Vegetation tragen konnte, welche Stansbury 1850 antraf. (Circa 300 m über dem gegenwärtigen Niveau findet man deutliche Linien der alten Seeufer, welche der quartären Zeit angehören).

Drei Theorien sind zur Erklärung dieser abnormen Schwankungen des Wasserniveaus im grossen Salzsee aufgestellt worden.

1. Die Theorie innerer Erhebungen, welche das Wasser des Sees zum Austreten gezwungen. Diese Annahme, an sich unwahrscheinlich, könnte nicht erklären, wie der See mit seiner jetzigen grösseren Fläche sich im gleichen Niveau erhalten könnte, da die Verdunstung dadurch gesteigert worden ist, auch passt sie nicht zu der Thatsache, dass die Zuflüsse des Sees an Wasserreichthum zugenommen haben.

2. Die Theorie allmählicher klimatischer Aenderungen, von welchen wir auch anderswo Beweise haben. Doch kann man in unserem Fall nicht von einer langsamen Wirkung

sprechen, nachdem sich die Oberfläche des Sees in 10 Jahren im Verhältniss von 5 zu 6 vergrössert hat. Man kann schätzen, dass diese Zunahme um 17 pCt. hervorgebracht worden ist durch eine Zunahme des jährlichen Regenfalles um 10 pCt., wenn man die Verminderung der Verdunstung in einer feuchten Atmosphäre berücksichtigt; und die meteorologischen Beobachtungen in den Vereinigten Staaten haben schon eine Zunahme der mittleren Regenmenge um 9 pCt. von einem Decennium zum anderen constatirt.

3. Die Theorie der Veränderungen im Regime des Wassers durch menschliche Thätigkeit. Es kann dies auf dreierlei Weise geschehen, durch die Bebauung und Berieselung des Bodens, durch Viehweiden und durch Zerstörung der Wälder. Diese Veränderungen befördern (mit Ausnahme der Berieselung) den schnelleren Abfluss des Wassers und sie können zum Steigen des Niveaus des Sees beigetragen haben. Die Oberfläche des Bassins des grossen Salzsees beträgt 74,000 Qu.-Kilometer, der westliche Theil dieses Bassins 32 500 Qu.-Kilom. ist von Wüsten eingenommen, so dass das effective Zuflussgebiet sich auf 41 500 Qu.-Kilom. reducirt. Um der jährlichen Verdunstung von 1,7 m auf der Oberfläche des Sees von 5500 Qu.-Kilom. die Wage zu halten, ist eine Zuflussmenge von 224 mm nöthig; wenn aber die Oberfläche blos 4710 Qu.-Kilom. beträgt, genügt eine Zuflussmenge von 189 mm; 35 mm repräsentiren also die Zunahme der Niederschlagshöhe, die nöthig ist, um bei der derart vergrösserten Oberfläche den Zuwachs der Verdunstung zu compensiren. Soweit die erwähnte Zeitschrift.

Nach den Wheeler'schen Karten stellt sich jedoch das Zuflussgebiet des engeren Bassins des grossen Salzsees auf nicht ganz 50000 Qu.-Km. heraus, also kleiner als die vorige Angabe bestimmt. Umgekehrt ist die Oberfläche des Sees etwas grösser. Cl. King fixirte sie 1869 ohne die Inseln auf 2360 Qu.-Miles, die Mile zu 1609,31 m gerechnet, giebt 6112 Qu.-Km. (d. h. grösser als der Hauptcomplex des Grossherzogthums Oldenburg, das nur 5376 Qu.-Km. einnimmt), gegen die oben angenommenen 5500, und dazu hat in letzter Zeit noch eine nicht unbeträchtliche Ausdehnung über die King'sche Zahl Platz gegriffen.

Demnach ist der See selbst grösser und sein Zuflussgebiet kleiner, als in der citirten Zeitschrift angenommen ist und die Regenhöhe in seinem Gebiet muss bedeutend mehr als 224 mm betragen. In Wirklichkeit ist sie von 1875—78 im Mittel auch 20,27 Zoll = 516,5 mm in Salt Lake City gewesen.[1])

[1]) Resources of Utah pag. 11.

Zugleich mag neben anderen Umständen der Bergbau, durch Aufschliessen vieler unterirdischer Wasseransammlungen, etwas zur Vermehrung der Gewässer auf der Erdoberfläche in Utah beigetragen haben; auch muss in Betracht genommen werden, dass die Flüsse Jordan-, Weber- und Bear-River nicht ganz unbeträchtliche Mengen von Schlamm und Sand dem Seeboden zuführen und denselben dadurch erhöhen; aber alle diese kleinen Factoren reichen doch nicht hin, um die in grossem Maassstabe auftretenden Oscillationen zu erklären.

Der benachbarte Rush Lake, zwischen 20 und 25 engl. Quadratmeilen gross, wälzt heute seine blauen Wellen über Wiesenland, das vor 20 Jahren eine Militärstation trug; der grosse Salzsee selbst hat an seinen Ufern jetzt 3 m Wasserstand an Stellen, wo noch vor 1863 Wagenverkehr stattfand.

Der Besiedelung der Prairien des Missisippithales ist allerdings eine Vermehrung der atmosphärischen Niederschläge gefolgt, aber für Lake Bonneville ist doch dieser Umstand wohl noch nicht schwerwiegend genug, um ihm allein die vor sich gehenden Veränderungen zuzuschreiben. Auch im Nevadabassin, wo neuerdings keine bedeutenden Flächen mehr als früher unter Cultur genommen sind, ist z. B. das Niveau des Pyramidensees von 1867—1871 gegen 2,75 m gestiegen und das des benachbarten Winnecucensees gar um 6,71 m. Beide Seen werden durch den sich oberhalb seiner Mündungen gabelnden Truckeefluss gespeist, und ist dieser also zweifellos wasserreicher geworden, ohne dass eine namhafte Steigerung des Ackerbaues nachweisbar wäre.

Dagegen wird New-Mexico, Arizona und Südost-Californien sicherlich jährlich regenärmer. Dort sind seit drei Jahrhunderten grosse Wälder verschwunden, seit 50 Jahren reiche Quellen versiegt; abgestorbene Cedern stehen mumienartig umher, Planorbisgehäuse finden sich streckenweise massenhaft da, wo heutzutage keine Schnecke mehr leben kann, verlassene Ameisenhügel, trockene Rinnsale und in Ruinen liegende Städte, von Einöden umgeben, liefern traurige Beweise für ein scheinbar der Küste paralleles Vorrücken der regenlosen Zone nach Norden. Dem entsprechend trocknet der Tulare-See in Californien (36° 11 nördl. Br.) immer mehr aus. 1879 wurde an seinen Ufern da gesät und geerntet, wo 1876 Dampfer gefahren[1]) und geankert hatten. Treten dort ähnliche Verhältnisse ein, wie solche an Südamerika's Westküste obwalten, wo sich regenreiche Gebiete landeinwärts von regenlosen Küstenländern befinden, und das scheint nach dem oben Erwähnten der Fall zu sein, so könnte die 1876 von Geo. M. Wheeler[2]) ausgesprochene

[1]) Salt Lake City Trib. 29, 7, 1879.
[2]) Geographical Surveys, 40th Par. App. JJ.

Ansicht, dass der grosse Salzsee die „Stadt der jüngsten Heiligen“ einst überfluthen würde, wohl in Erfüllung gehen.[1])

Das Wasser des grossen Salzsee's hat ein spec. Gewicht von 1,107 gegen 1,026, das dem Oceanwasser und 1,114, das dem Wasser des todten Meeres zukommt. Man kann sich daher mit Leichtigkeit im grossen Salzsee bewegungslos schwimmend über Wasser halten; die rasche Fortbewegung ist jedoch durch die grössere Dichtigkeit des Fluidums mit viel bedeutenderem Kräfteaufwand verknüpft als im Süsswasser. Für den ersten Schwimmunterricht kann man sich aber keine angenehmere und passendere Gelegenheit wünschen als die, welche das Seebad Lake Point am südlichen Ende des See's bietet.

Ueber die Zusammensetzung des Wassers liegen verschiedene Angaben vor.

Das von STANSBURY im Jahre 1850[2]) geschöpfte (1) enthielt 22,42 pCt. feste Bestandtheile; das von CL. KING im Sommer 1869 nahe bei Black Rock entnommene (2) 14,83 pCt.; das von SMART 1877 untersuchte (3) 13,79 und das von mir am 16. April 1879 ziemlich genau westlich von Salt Lake City aus dem See geschöpfte (4) 15,67 pCt.

Die Analysen ergaben folgende Zusammensetzung:

| | | |
|---|---|---|
| (1) | Natriumchlorid . . . | 90,072 |
| | Natriumsulfat . . . | 8,179 |
| | Magnesiumchlorid . . | 1,124 |
| | Calciumchlorid . . . | Sp. |
| | Verlust . . . . . . | 0,624 |
| | | 99,999 |

Spec. Gewicht 1,170.[3])

Das von der Expedition von CL. KING entnommene Wasser wurde von O. D. ALLEN untersucht und ergab in 1000 Theilen:

---

[1]) In den Angaben über dortige Höhenverhältnisse finden sich einige Differenzen. So wird die Höhe der Beobachtungsstation (Signal Office) in Salt Lake City 1879 angegeben als 4350 engl. Fuss über dem Meeresspiegel und die des Niveaus des grossen Salzsees auf 4260 (Utah, Board of Trade 1879), also nur noch 90' Unterschied, d. h. 27,43 m; während 1880 der United States Report die Ziffern 4354 und 4218 verzeichnet, also einen Unterschied von 136' = 41,45 m. Die Basis des neuen Mormonentempels liegt noch 12' höher als die Beobachtungsstation.

[2]) Nicht 1852 wie in ROTH's Chem. Geologie angegeben.

[3]) GALE in Sill. Journ. (2) 17, 129. 1854. Erw. HAYDEN 1871. p. 234.

| | |
|---|---|
| Natriumchlorid . . | 118,628 |
| Magnesiumchlorid . | 14,908 |
| Natriumsulfat . . . | 9,321 |
| Kaliumsulfat . . . | 5,363 |
| Calciumsulfat . . . | 0,858 |
| Chlorüberschuss . . | 0,862 |
| | 149,940 |

Bei dieser Vertheilung der einfachen Verbindungen ist jedenfalls die Zuweisung der Schwefelsäure an Natrium und Kalium auffallend. Trotzdem ist die Analyse ganz so, mit Ausnahme der Erwähnung des Chlorüberschusses, in ROTH's Chemische Geologie übergegangen.

Durch Umrechnung wird der Chlorüberschuss etwas vermindert und die wahrscheinlicheren Verbindungen kommen zum Vorschein, nämlich in 149,94 Theilen:

| | | |
|---|---|---|
| Natriumchlorid . . | 126,3940 | |
| Magnesiumchlorid . | 5,8151 | |
| Kaliumchlorid . . | 4,5948 | |
| Magnesiumsulfat . | 11,5575 | |
| Calciumsulfat . . | 0,8670 | |
| Chlorüberschuss . | 0,7116 | (statt 0,862) |
| | 149,9400 | |

oder in Procenten:

| | | |
|---|---|---|
| (2) | Natriumchlorid . . . | 84,29 |
| | Magnesiumchlorid . . | 3,88 |
| | Kaliumchlorid . . . | 3,06 |
| | Magnesiumsulfat . . | 7,71 |
| | Calciumsulfat . . . | 0,58 |
| | Chlorüberschuss . . . | 0,48 |
| | | 100,00 |

Lithium, Brom und Bor in Spuren.

| | | |
|---|---|---|
| (3) | Natriumchlorid . . | 85,089 |
| | Magnesiumchlorid . . | 6,118 |
| | Magnesiumsulfat . . | 8,145 |
| | Calciumsulfat . . . | 0,531 |
| | Calciumcarbonat . . | 0,117 |
| | | 100,000 [1] |

E. VON COCHENHAUSEN in Chemnitz, der das von mir entnommene Wasser analysirte, sagt darüber folgendes:

[1]) Resources of Utah 1879. pag. 65.

Das Wasser war, einen äusserst geringen, kaum wägbaren Bodensatz abgerechnet, krystallklar und roch sehr stark nach Schwefelwasserstoff. Der Bodensatz bestand aus Thon und geringen Spuren von Bor. Ausser Kalk, Magnesia, Kali, Natron, Schwefelsäure und Chlor waren in dem Wasser gelöst: Thonerde und Eisen in unwägbaren Mengen; Bor, welches sehr deutlich in der grüngesäumten Flamme des brennenden Alkohols nachgewiesen werden konnte; Baryt in äusserst geringen Spuren (spectralanalytisch) nachweisbar; Jod, Brom und Lithion konnten nicht nachgewiesen werden. Die quantitative Analyse ergab folgende Zahlen:

| | | |
|---|---|---|
| Kalk, CaO | 0,0456 | pCt. |
| Magnesia, MgO | 0,6754 | „ |
| Schwefelsäure $SO_3$ | 0,8966 | „ |
| Chlor, Cl | 8,7103 | „ |
| Chlorkalium, KCl | 0,4735 | „ |
| Chloralkalien | 13,7425 | „ |
| Rückstand, getrocknet | 15,8185 | „ |
| „ geglüht | 15,3145 | „ |

Aus diesen Zahlen berechnen sich, auf 100 gr Wasser bezogen, folgende Bestandtheile:

| | | |
|---|---|---|
| Calciumsulfat, $CaSO_4$ | 0,1107 | pCt. |
| Magnesiumsulfat, $MgSO_4$ | 1,2472 | „ |
| Chlormegnesium, $MgCl_2$ | 0,6168 | „ |
| Chlorkalium, KCl | 0,4735 | „ |
| Chlornatrium, NaCl | 13,2228 | „ |
| Gelöste Substanzen | 15,6710 | pCt. |
| Wasser | 84,3290 | „ |
| Specifisches Gewicht | 1,119 | „ |

100 gr. der gelösten Substanzen enthalten demnach:

| | | | |
|---|---|---|---|
| (4) | Calciumsulfat, $CaSO_4$ | 0,7064 | pCt. |
| | Magnesiumsulfat, $MgSO_4$ | 7,9587 | „ |
| | Chlormagnesium, $MgCl_2$ | 3,9359 | „ |
| | Chlorkalium, KCl | 3,0215 | „ |
| | Chlornatrium, NaCl | 84,3775 | „ |
| | | 100,0000 | pCt. |

Der Geruch nach Schwefelwasserstoff muss von Zersetzungen herrühren, die durch vegetabilische Substanz eingeleitet worden sind. Das Niveau des See's war am Schöpftage nach den stattgehabten Winterregen hoch, der Strand flach und

sumpfig, so dass der Zutritt zu einer tieferen Stelle mit festem Ufer Schwierigkeiten darbot. Die von der Sonne getrocknete Oberfläche des ganzen flachen Ufers knisterte unter den Füssen und schwefelwasserstoffhaltige Luftblasen stiegen unter jedem Tritt auf; deshalb wird auch das freie Wasser dicht am Ufer noch etwas vegetabilischen Detritus aufgelöst enthalten haben.

Das in den Salzgärten mit grosser Leichtigkeit im Sommer zu gewinnende Salz krystallisirt in grossen vollen Würfeln aus.

Eine Analyse desselben, im Laboratorium der hiesigen landwirthschaftlichen Versuchsstelle gemacht, ergab nach Th. Dietrich:

| | |
|---|---|
| Chlornatrium . . . . . | 98,961 |
| Chlormagnesium . . . . | 0,158 |
| Magnesiumsulfat . . . . | 0,152 |
| Calciumsulfat . . . . . | 0,219 |
| Unlösliches . . . . . | 0,013 |
| Wasser. . . . . . . . | 0,578 |
| | 100,081 |

Kalium ist nicht vorhanden; Jod und Brom ebensowenig. Lithium durch den Spectralapparat nachgewiesen.

An den Rändern des See's liefert die freiwillige Verdunstung zuerst die Sulfate von Natrium und Magnesium, ehe sich Natriumchlorid in entsprechender Menge niederschlägt und diese Trennung von Chloriden und Sulfaten ist auch in grösserem Maasstabe im ganzen Territorium bemerklich. Magnesium- bezw. Natriumsulfat findet sich fast überall in Utah an den oberen Partieen der Abhänge, während Kochsalz hauptsächlich die tieferen Theile einnimmt. Anzunehmen ist hiernach, dass die salinischen Bestandtheile des Wassers des grossen Salzsee's nicht genau das Mittel des ganzen grossen Gehaltes von Lake Bonneville an Seesalzen repräsentiren.

Dass ausserdem der Unterschied zwischen den Verhältnissen der Salze in der Gesammtmenge des salinischen Inhalts des Depression sich leicht durch den Abfluss von Mutterlaugenbestandtheilen über Barren hin erklären lässt, liegt auf der Hand. Durch diesen Ausfluss entzogen sich die Jod- und Bromsalze, sowie ein grosser Theil des Chlormagnesiums und Chlorlithiums dem Bassin. Auch Bor, obschon noch nachweisbar, scheint sich doch meist mit diesen Salzen entfernt zu haben, indem Borate in fester Form noch nicht gefunden worden sind. Strandsalze zwischen Salt Lake City und Black Rock Point bestehen aus:

| | |
|---|---|
| Chlornatrium . . . . | 71,24 |
| Chlormagnesium . . . | 8,67 |
| Chlorkalium . . . . | 0,87 |
| Chlorcalcium . . . . | 12,02 |
| Calciumsulfat . . . | 6,07 |
| Natronüberschuss . . | 1,60 |
| | 100,47 |

Cl. King [1]) sagt darüber: „Die Zusammensetzung dieser Salze steht derjenigen der festen Bestandtheile aus dem grossen Salzsee nahe. Das gegenseitige Verhältniss der Chloride von Calcium und Magnesium ist dasselbe geblieben, nur ist ein Theil derselben durch den Kalk aus dem Boden ersetzt worden.

Es ist bemerkenswerth, dass sowohl hier als in der grossen Wüste die Alkalisulfate so sehr gegen Chloralkalien zurücktreten."

Diese Beobachtung stimmt vollkommen mit dem vorhin Gesagten, dass die Sulfate die höheren Horizonte bezw. die Randpartieen einnahmen.

Dasselbe findet ja auch in den in der Regenzeit überschwemmten Salzbetten der Argentina statt. Dort sondern sich nämlich die verschiedenen Salze in der trockenen Jahreszeit beim Krystallisiren in eigenthümlicher Weise. Die Sulfate vereinigen sich an den Rändern der Salzlachen und das Chlornatrium concentrirt sich in den mittleren Theilen der Depressionen. [2])

Es ist also sehr klar, dass die Sulfate die Höhen, die Chloride die Tiefen einnehmen mussten. Dazu tritt noch der Umstand, dass der Regenfall in den höher gelegenen Punkten im Allgemeinen geringer ist als in den tieferen, so dass also auch die Auslaugungen weniger stark bei den Sulfaten als bei den Chloriden sind. Während z. B. in Salt Lake City in den 4 Jahren 1875 bis 1878 516,5 mm Regen jährlich fielen, verzeichnet das kaum 5 km entfernte, aber 225 m höher liegende Fort Douglas nur 457 mm.

Andere Incrustationen aus dem westlich vom grossen Salzsee gelegenen Great Desert ergaben nach R. W. Woodward:

| | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Chlornatrium . . . | 99,37 | 99,68 | 16,10 | 17,71 | 86,61 | 86,33 |
| Calciumsulfat . . . | 0,24 | 0,22 | 75,85 | 74,93 | 9,32 | 9,11 |
| Natriumsulfat . . . | — | — | — | — | 1,31 | 1,05 |
| Magnesiumsulfat . | — | — | 1,49 | 2,01 | 1,71 | 1,90 |
| Magnesiumchlorid . | — | — | 3,16 | 3,00 | — | — |

[1]) 40th Par. II. pag. 434.

[2]) Die Argentinische Republik von Rich. Napp, pag. 85. Buenos Aires 1876.

Die beiden letzten Doppelreihen sind Analysen von Salzen der Dugway-Station an der alten Ueberlandroute; die beiden ersteren Reihen geben die Zusammensetzung der Salze von der Oberfläche, die beiden letzteren die von denen 60 cm tief unter dem Boden.

Posttriassische Salzflötze finden sich am Ostabhange und im Innern der Wahsatchgebirge; auch im Süden kommen solche vor. J. H. SIMPSON erwähnt deren mehrere [1]), unter andern ein solches östlich vom Nordende des Sevier See's auf GUNNISON's Route, und schon G. BISCHOF [2]) sagt 1864 darüber:

„FREMONT erfuhr von WALKER, dass am oberen Laufe eines Flusses, welcher sich in den Utah Lake ergiesst, ein unermessliches Steinsalzlager von sehr grosser Mächtigkeit vorkommt.“ Der Bericht von FREMONT ist vom Jahre 1844.

POSEPNY [3]) konnte also 1877 ebensowenig das Bassin des grossen Salzsee's als Beweis für die durch Winde bewirkte Transportation von Meerwassersalzen zur Erklärung der ursprünglichen Bildung von Steinsalzflötzen anführen, als das persische Hochland, an dessen Rändern TIETZE ihm das Vorhandensein von mächtigen Steinsalzlagern entgegenhielt. Zudem war ihm die Existenz von triassischen Salzen am Fusse des Wahsatchgebirges bekannt.

Es haben Salzbildungen in Busen dort wahrscheinlich in jeder geologischen Epoche stattgefunden, darauf wenigstens deutet neben der Existenz von ausgedehnten Gypsmassen auch das häufige Vorkommen von dolomitischen Kalksteinen und wirklichen Dolomiten hin, die, wie schon längst HAIDINGER sehr richtig erkannt und gesagt hat, einzig unter Mit- oder Einwirkung von Magnesiumsalzlösungen auf kalkige Niederschläge entstehen können. Nur die Herkunft von derartigen Magnesiumsalzlösungen war nicht abzuleiten, indem der Bezug aus Mineralquellen zu dürftig und dunkel war. Seitdem aber solche Lösungen als Massen-Producte des Processes der Bildung von Steinsalzflötzen von mir erkannt worden sind, ist damit eine vollständig erschöpfende Antwort auf die Frage nach der Herkunft jener Lösungen ertheilt worden.

Fanden die kalkigen Niederschläge aus dem Ocean in Meerestheilen statt, zu deren Wassern starke Mutterlaugenzuflüsse traten oder getrieben wurden, so werden die entstandenen Dolomite petrefactenarm bezw. -leer sein; wurden aber schon gebildete Kalkabsätze erst nachträglich durch Eindringen von Mutterlaugen dolomitisirt, so werden die vorhandenen Petrefacten zwar geblieben sein, aber an ihrer Structur und

---

[1]) Exploration of Utah etc. 1859.
[2]) Chem. Geologie II. pag. 74.
[3]) Zur Genesis der Salzablagerungen, Sitzb. d. Wien. Akad. LXXVI.

Kenntlichkeit vieles eingebüsst haben. Der erst erwähnte Fall legt auch eine Erklärung der Wechsellagerung von Kalk- und Dolomitschichten, wie sie z. B. das Westufer des Susquehannah in Pensylvanien bietet, wo 115 concordante Lagen (an 110 m mächtig) von Kalkstein und Dolomit alterniren, sehr nahe.

Der Salzgehalt des Bodens vom Territorium Utah ist so gross, dass der aufgewirbelte Staub überall alkalisch wirkt, und lange Zeit hindurch müssen die nächsten Umgebungen der Rinnsale schon ausgelaugt worden sein, um süsses Wasser liefern zu können.

Gyps ist, wie es ja bei Salzbildungen nicht anders sein kann, ausserordentlich verbreitet in Utah. Die bedeutendsten bisher aufgefundenen Massen liegen in San Pete Co., um Cove Creek, Muddy Creek und in der Nähe von Nephi. Einige Gypsstöcke ziehen sich bei letzterem Orte sichtbar auf mehrere hundert Meter an den Abhängen in bedeutender Mächtigkeit hin, aber Niemand denkt daran, die Dimensionen der Massen eines werthlosen Gesteins auch nur annähernd zu bestimmen.

Ein Hügel bei der Poststation White Mountain im südlichen Utah besteht ganz aus sandigem Gyps. Eine Analyse desselben ergab nach A. T. Machattie [1]):

| | |
|---|---|
| Calciumsulfat . . . | 75,39 |
| Calciumcarbonat . . | 3,53 |
| Magnesiumcarbonat . | Sp. |
| Kieselsäure . . . . | 0,90 |
| Wasser . . . . . | 20,05 |
| Verlust . . . . . | 0,13 |
| | 100,00 |

Auch Alaunarten kommen im Territorium an verschiedenen Punkten vor.

In den Klüften einer Klippenpartie von dunklem archäischem Thonschiefer der Promontory-Halbinsel im See findet sich ein alaunartiges Salz, das nach Woodward zusammengesetzt ist aus

| | |
|---|---|
| Thonerde . . . . . | 11,26 |
| Eisenoxyd . . . . | 0,35 |
| Magnesia . . . . . | 19,02 |
| Natron . . . . . | 2,24 |
| Kali . . . . . . . | 0,28 |
| Schwefelsäure . . . | 64,96 |
| Chlor . . . . . . | 1,85 |
| Sauerstoff. . . . . | 0,04 |
| | 100,00 |

Kein Krystallwasser. [2])

[1]) Chem. News 32, 56, erw. Chem. Jahresb. 1875. pag. 1243.
[2]) Cl. King, 40th Par. II. pag. 423.

Bei dieser Bildung scheinen Meeressalze eine grössere Rolle zu spielen als Kieszersetzungen.

J. Lawrence Smith [2]) dagegen fand im Mineral von derselben Fundstätte

| | | |
|---|---|---|
| Thonerde. . . | 10,40 | 10,65 |
| Magnesia . . . | 5,94 | 5,65 |
| Manganoxydul . | 2,12 | 2,41 |
| Eisenoxyd . . | 0,15 | 0,09 |
| Kali . . . . | 0,20 | 0,20 |
| Schwefelsäure . | 35,85 | 35,92 |
| Wasser . . . | 46,00 | 46,75 |
| | 100,66 | 101,67 |

Dana nennt das Mineral auf diese Analysen hin Bosjemannit.

Aus Spanish Fork Cañon, von dessen Südseite, etwa 90 m über der Thalsohle, erhielt ich aus einer fast 1 m starken Lage ein Mineral von denselben physischen Eigenschaften, welches, von M. Hohagen in Berlin analysirt, folgende Bestandtheile enthielt:

| | |
|---|---|
| Thonerde . . . . | 12,291 |
| Magnesia . . . . | 0,935 |
| Manganoxydul . . . | 1,415 |
| Natron . . . . . | 9,904 |
| Schwefelsäure . . . | 33,785 |
| Wasser . . . . . | 39,652 |
| Unlösliches . . . | 1,786 |
| | 99,768 |

woraus sich die Formel $Na_2 (Mg, Mn) SO_4 + Al_2O_3 \; 2 \; SO_4 + aq.$ mit $Al_2S_2O_9 + 18$ aq. ableiten lässt.

Es scheint eine Mischung von neutralem mit basischem Salz hier vorzuliegen; denn nach Mittheilungen von E. von Cochenhausen löst sich ein Theil des Salzes erst auf Zusatz von Säure; v. C. gelangte, ohne Rücksicht auf Mangan, auf die vorläufige Formel: $Al_2, 3 \; SO_4 \; . \; 3 \; MgSO_4 + 36 \; H_2O$ mit Spuren von Brom, welches letztere entschieden auf Mutterlaugensalze hinweist.

Im San Pete County und am Sevierlake finden sich ebenfalls Alaunablagerungen; ebenso im Tuilla Valley und in der

---

[2]) Am. Journ. (2) 18. pag. 379.

Nähe des Little Salt Lake im Süden. Ein Stück Alaun mit der Bezeichnung Tschermigit-Utah aus der Sammlung von Mr. H. G. Hanks befand sich unter No. 529 des entsprechenden Katalogs in der Pariser Ausstellung 1878. Noch können dergleichen für jetzt werthlose Vorkommen nicht hinreichend beachtet werden.

Magnesiumsulfat, Natriumsulfat und Chlormagnesium bedürfen wohl nicht der besonderen Aufzählung. Die beiden ersteren bilden hier und da, namentlich auf den Höhen, den Hauptbestandtheil, das letztere oft einen Nebenbestandtheil der Salzkrusten.

Weiter findet sich auch stellenweise Salpeter. Nach Mittheilungen von A. Wartenweiler, Vorsitzendem der Stevens M. Co. in Montana, trifft man Salzlagen etwa 33 Meilen südlich von Salt Lake City im Sevier County, welche aus ungefähr 19 pCt. Natriumnitrat, 3 pCt. Kaliumnitrat, 40 pCt. Chlornatrium, 23 pCt. Sulfaten und 15 pCt. Unlöslichem bestehen.

Der Pater Escalante berichtet zwar 1773 auch von Salpeter am Südende des Utahsee's [1]), aber die Absätze müssen weggewaschen und die Bedingungen für ihre Bildung aufgehoben sein; denn jetzt wird seiner nicht mehr erwähnt.

In Verbindung mit diesen Salzen, die aus Mutterlaugen, nicht aus Steinsalzflötzen stammen, sind die Mineralquellen zu bringen, von denen nur einige Erwähnung finden mögen. Froiseth's Karte von Utah giebt vom ganzen Territorium viele z. Th. heisse Salz- und Mineralquellen an, die noch der Beschreibung und Benutzung harren. Mehrere von ihnen sind von A. Wislicenus, Fremont, H. Stansbury, E. G. Beckwith und Anderen etwas näher bezeichnet worden.

Nördlich von Salt Lake City, ziemlich nahe bei der Stadt, finden sich zum Baden benutzte warme Schwefelquellen; ihr Wasser enthält nur 0,6286 pCt. feste Bestandtheile (8,25 grains in 3 Unzen Wasser), zusammengesetzt aus:

| | |
|---|---|
| Calcium- u. Magnesiumcarbonat | 2,92 |
| Eisenoxydul | 0,49 |
| Kalk | 6,62 |
| Chlor | 41,97 |
| Natron | 34,96 |
| Magnesia | 4,50 |
| Schwefelsäure | 8,54 |
| | 100,00 |

[1]) J. H. Simpson, Exploration of Utah 1859. pag. 494.

Temperatur 35—40°; sie entwickeln Schwefelwasserstoff und Kohlensäure.

Drei englische Meilen nördlich von Salt Lake City sind heisse Schwefelquellen von 53°,3.

Etwa 13 englische Meilen nördlich von Ogden liegen heisse Eisenquellen.

Noch weiter nördlich, 12 englische Meilen von Bear River Gates ist eine Gruppe von drei starken Quellen, die nur wenige Fuss von einander entfernt entspringen; die erste ist eine heisse Schwefelquelle, die zweite eine warme Salzquelle und die dritte giebt kühles Trinkwasser.

Natronquellen finden sich am Bear River in einem vulkanischen Terrain, das an 10 englische Meilen lang und ebenso breit ist; alte Krater liegen in demselben, und sublimirter Schwefel bedeckt viele Hectaren meterhoch.

Kohlensäurehaltige Thermen scheinen häufiger im Norden als im Süden vorzukommen; wenigstens sind die südlichen noch nicht so genau untersucht worden. Die Steamboatquelle kocht in einem 60 cm weiten Rohr und entsendet sehr viel Kohlensäure; auch aus den benachbarten Spalten strömt dieses Gas mit grösster Heftigkeit unter dem lauten Gellen einer Dampfpfeife, daher der Name.[1])

Andere Thermen derselben Gegend, die weniger Kohlensäure entlassen, heissen Beer- (Bier-) quellen. In einem Liter Wasser von diesen fanden sich ausser der entwichenen Kohlensäure 1,531 gr fester Salze (26,84 grains in 1 Quart), bestehend aus:

| | |
|---|---|
| Magnesiumsulfat . . | 45,08 |
| Calciumsulfat . . . | 7,90 |
| Calciumcarbonat . . | 14,38 |
| Magnesiumcarbonat . | 12,00 |
| Calciumchlorid . . . | 4,95 |
| Magnesiumchlorid . . | 4,17 |
| Natriumchlorid . . . | 3,35 |
| Bitumen . . . . . . | 3,17 |
| | 100,00 |

Zahlreiche heisse Quellen entspringen auch am Westfusse der Wahsatchberge, von welchen J. H. Simpson die Gruppen von Round Prairie östlich vom Utah Lake specieller erwähnt;

[1]) Die Locomotiven in den Vereinigten Staaten signalisiren nicht durch Pfeifen, sondern durch Brüllen; die Dampfer (steamboats) dagegen haben Pfeifen, wie die europäischen Dampfmaschinen.

heisse Schwefelquellen finden sich an der östlichen Basis des Humboldtzuges, im Honey Lakethale, bei Mud Lake; jodhaltige in Kobah Valley etc.

Im engen Anschluss an die vorstehenden Notizen über Thermen und Salzquellen von Utah muss hier noch einiges über Natriumcarbonat bemerkt werden, indem dessen Fehlen in Utah sehr bezeichnend für die Genesis dieses Salzes ist.

Der Bericht der Handelskammer von Utah vom Jahre 1879 sagt zwar, dass die ersten Ansiedler hinreichend Soda für ihre häuslichen Zwecke nahe bei Salt Lake City in dem östlich davon gelegenen Emigration Cañon angetroffen hätten, aber in keinem anderen Werke ist von diesem oder einem anderen nennenswerthen Auftreten von Natriumcarbonat die Rede.

Cl. King betont diese ihm auffallende Thatsache mit den Worten: „Es ist ein sehr bemerkenswerthes Factum, dass in der so concentrirten Salzlösung des Wassers vom Grossen Salzsee, in welcher die festen Bestandtheile an 15 pCt. des Gewichtes betragen, sich keine alkalischen Carbonate finden, die doch so characteristische Elemente der Wasser der weiter westlich gelegenen Seen sind.

Durch die Abwesenheit der Carbonate, ähnelt der Inhalt des Grossen Salzsees sehr dem des todten Meeres, unterscheidet sich aber von diesem durch das bedeutende Vorherrschen des Chlornatriums . . . . .“

Dass sich kein Calciumcarbonat auf die Dauer im Wasser des Sees halten kann, ist sehr erklärlich; kohlensaurer Kalk fällt schon aus Meerwasser bei einer Dichte von 1,0506, und eine solche Dichte hat das Wasser des Grossen Salzsees nur an den Rändern während winterlicher Regengüsse oder an Flussmündungen auf räumlich beschränkten Strecken, wogegen die Masse des Wassers ein spec. Gewicht von 1,107 besitzt. Der in den Süsswasserzuflüssen enthaltene kohlensaure Kalk kann also die specifisch schweren Wasser des Grossen Salzsees gar nicht erreichen, weil er sich schon beim Passiren der oft äusserst schmalen Uferzone des specifisch leichten Wassers niederschlagen muss. Hiermit steht auch die Beschreibung des Kalktuffs, der sich an einzelnen Stellen an den Ufern findet, vollkommen in Einklang. Es sind nach Cl. King feine staubartige, opake, nur mechanisch mit einander verbundene Partikeln, die unter dem Mikroskop nicht als Kalkspath erscheinen; organische Substanz, ja sogar winzige Mollusken sind in der Masse eingeschlossen.

Solche Absätze können naturgemäss während des ganzen

Jahres an den Mündungen der nie versiegenden Flüsse Jordan-, Weber- und Bear River entstehen, an anderen Punkten des Ufersaumes dagegen nur in der Regenzeit, wenn die atmosphärischen Wasser Kalk einspülen.

Meerwasser lässt nach Usiglio's mustergültigen Versuchen, wie eben gesagt, kohlensauren Kalk bei einem spec. Gewicht von 1,0506 fallen d. h. wenn sein Volumen durch Verdunstung fast auf die Hälfte reducirt ist. Während des Fortschrittes der Reduction bis zu einem Fünftel seines Volumens fallen nur noch Spuren von Calciumcarbonat aus, aber bei 19 pCt. des Volumens und einem spec. Gew. von 1,1304 erscheint plötzlich wieder ein Niederschlag von kohlensaurem Kalk, der fast so stark ist als der im Anfang stattgehabte; er beträgt 0,053 gegen 0,064.

Dieser letztere rührt von der Umsetzung des im Meereswasser gelösten Natriumcarbonates mit Gyps zu Natriumsulfat und Calciumcarbonat her; Gyps und Soda vertragen sich nämlich in so schwachen Lösungen wie das Meerwasser darstellt, ohne Zersetzung; diese tritt aber ein, sobald die Concentration einen gewissen Grad (hier etwas mehr als vier Fünftel des Raumes) erreicht. Usiglio hat die beiden Niederschlagsperioden des kohlensauren Kalks aus Meerwasser sehr exact markirt.

Für eine solche zweite Niederschlagsbildung von Calciumcarbonat aus Calciumsnlfat und Natriumcarbonat ist aber die Concentration des Wassers des Grossen Salzsees noch nicht weit genug vorgeschritten; sie beträgt etwa 24,5 pCt. des Volumens (bei 1,107 spec. Gew.) reinen Seewassers, während erst eine Reduction auf 19 pCt. (bei 1,13 spec. Gew.) die in Rede stehende Bildung ermöglicht. Das vielleicht zugeführte Natriumcarbonat musste demnach noch als solches in den Wassern des See's vorhanden sein bezw. bei der Analyse desselben im Rückstande als Calciumcarbonat erscheinen.

Dieses ist aber nicht der Fall; es wird eben nichts davon eingespült und nichts davon umgesetzt. Natriumcarbonat ist auch in den Mineralquellen Utah's sehr selten. Cl. King äussert sich darüber, wie folgt: „Längs des Fusses der Wahsatchberge, bei Salt Lake City und nördlich von Ogden liegen beträchtliche heisse Quellen, die ihre bedeutenden Wassermengen in den See ergiessen. Sie enthalten Schwefelwasserstoff, Calcium- und Magnesiumcarbonat, Natriumsulfat und viel Chlornatrium. Aus der qualitativen Untersuchung von zahlreichen salinischen Materien ausser den als analysirt aufgeführten, scheint es, dass Natrium- und Magnesiumchlorid in dem ganzen Becken vorherrschen und nur von den Sulfaten von Natrium, Calcium und etwas Kalium begleitet sind.

Nur eine Efflorescenz in dem Einsickerungsterrain von Deep Creek enthält etwas Alkalicarbonat; aber selbst wenn in

den von uns nicht besuchten Gegenden (CL. KING's Kartirung reicht nur bis zum Südende des Utah Lake), andere Quellen mit alkalinischen Carbonaten angetroffen werden sollten, so müssen solche doch nur als ausnahmsweise und in verschwindend kleinen Mengen in diesem Bassin auftretend betrachtet werden.

Es ist eigenthümlich, dass das unbedeutende Vorkommen bei Deep Creek das einzige von Natriumcarbonat ist, das wir im Lake Bonneville beobachtet haben."

Die erwähnte Efflorescenz kommt dicht an der Grenze von Nevada vor und enthält nur 31 pCt. lösliche Bestandtheile, die sich zusammensetzten aus 38,25 pCt. Kochsalz, 37,09 Natriumcarbonat und -Bicarbonat, 17,54 Natriumsulfat und 4,71 Kaliumsulfat.

Jedoch ist der Umstand, dass im Gebiete des Grossen Salzsees gegensätzlich zu dem benachbarten an Soda so reichen Lahontanbassin in Nevada kein Natriumcarbonat vorkommt, sehr erklärlich, wenn man einen Blick auf KING's Karte VII im 1. Bande (Tertiäre Eruptivgesteine) wirft.

In dem ganzen Zuflussgebiet des Grossen Salzsees befinden sich nämlich nur zwei einigermassen bedeutende Trachytmassen, die von Claytons Peak und die viel geringere nördlich des Utahsees, welche vom Jordan durchbrochen wird. Ausserdem liegen in dem ganzen engeren Gebiet des Sees nur noch geringfügige Trachytberge im Süden des Utahsees nahe der Wasserscheide und vereinzelte Basalte durch das Gebiet zerstreut.

Vergleicht man damit das westlich davon gelegene Lahontan-Bassin, das in seinen sehr zahlreichen Seen überall und viel Natriumcarbonat aufweist, so bemerkt man sofort, dass das ganze Terrain von kleinen und grossen Eruptivmassen von Basalt, Rhyolit, Trachyt, Dacit, Andesit und Propylit förmlich übersät ist.

Die Salze, die mit ihnen in Berührung kamen, sind dieselben Mutterlaugensalze, wie in Utah, nur waren sie in Nevada nach ihrem Borgehalt zu schliessen, vielleicht etwas concentrirter, aber ein weiterer Unterschied existirt nicht. Gerade die vielen von einander räumlich getrennten Eruptionen boten so viel Berührungszonen, dass die mit entwickelte Kohlensäure ausgiebigst zur Geltung gelangen konnte. So entstanden die enormen Mengen von Natriumcarbonaten. Und dieses ist nicht nur im Westen der Vereinigten Staaten der Fall gewesen, sondern überall da wo Trona etc. in ansehnlichen Quantitäten angetroffen wird, z. B. in Ungarn, Egypten, Fezzan, Ostindien u. s. w. Dagegen erweist sich die Annahme, dass Soda aus dem Umtausch der Basen von kohlensaurem Kalk und Chlornatrium bezw. Mutterlaugensalzen entstehe, ganz unhaltbar.

Aus einer solchen Umsetzung kann es nicht entstehen; denn wo dürfte eine dazu günstigere Gelegenheit vorliegen, als in Utah und der Sahara. Da wie dort sind Mutterlaugensalze in innigster Verbindung oder Mischung mit Kalk unter den günstigsten klimatischen Verhältnissen vorhanden, aber weder da noch dort ist Natriumcarbonat zu finden, obwohl schon eifrig darnach geforscht worden ist.

Viel, ausserordentlich viel ist von den nordamerikanischen Geologen geleistet worden im Interesse der Wissenschaft und im Dienste der Devise „Go ahead". Welche Fülle von kostbarem Material liegt aufgespeichert in den Werken, die die Frucht riesiger Arbeit sind!

Die Aufnahmen des Innern des amerikanischen Westens bergen aber mehr als das, was man gewöhnlich in Europa unter Arbeit versteht.

Bestimmungen geologischer Charactere und Grenzen in einem Terrain, das von civilisirten Bewohnern gut bevölkert und angebaut ist, das Hülfsquellen aller Art besitzt und von dem zuverlässige topographische Karten existiren, erfordern nicht mehr als specifisch geologische Kenntnisse und richtige Verwendung derselben. Es ist leicht, mit guten Kenntnissen, guten klingenden Mitteln und guten Instrumenten bei der Möglichkeit, dieselben bald repariren oder ersetzen zu lassen, mit gutem Hülfspersonal in gutem Klima, bei guter Verpflegung unter guter persönlicher Sicherheit, wie uns das alles in Europa fast überall geboten wird, auch Gutes zu leisten. Aber wie ganz anders gestalten sich die Verhältnisse in den wüsten Gegenden, die erst in den letzten Decennien für die Wissenschaft erschlossen worden sind! Was bleibt da von alle dem angeführten Guten? — Nichts als das erste, d. h. die Kenntnisse. Die guten klingenden Mittel helfen zu nichts, bevor sie in zweckentsprechende Materien umgesetzt sind; denn wo nichts ist, kann man auch mit Gold nichts erkaufen. Die guten Instrumente verdienen diese Bezeichnung selten lange, indem namentlich Maulthiertransporte ihnen nicht auf die Dauer behagen; es kommt öfter vor, dass z. B. Schrauben ihren Dienst versagen, weil sie nicht zur Hand sind und man kann von ihnen nicht gerade mit aller Bestimmtheit behaupten, dass sie total verloren sind; denn das ist wohl kein Gegenstand, von dem man weiss, wo er sich befindet; aber eine Schraube eines meiner geodätischen Instrumente liegt irgendwo in der Nähe von Mejillones in der Wüste Atacama, eine andere in der Umgebung von Zaghuan in Tunis und einige Barometertheile, mit Ausnahme eines Stückes der dazu gehörigen Glasscala, wurden in einem Morast zwischen dem Vulkan und den Llanos von Osorno

gelassen, nachdem das Instrument in einem einzigen unbewachten Augenblicke einem Indianer, der zum Hülfspersonal zählte, als Abschreckungsprügel für ein voreiliges Lasthier gedient hatte, aber der Trost eines Bewusstseins ersetzt nie dergleichen Ausfälle, die immer sehr störend sind, und da heisst es denn öfters: auch ohne dieses oder jenes muss ein richtiges Resultat erzielt werden; auf welchen Umwegen jedoch und mit welchem Aufgebot von Mühe und Kopfzerbrechen, das sagen nur die kurzen Notizen der Tagebücher mit den zur Erinnerung beigefügten Ausrufezeichen.

Was die Hindernisse betrifft, die das Wüstenklima der Forscherarbeit entgegenstellt, so sind solche ja in vielen Reisebeschreibungen zu lesen; dieselben multipliciren sich jedoch für die Geologen in arger Weise. Der Reisende verfolgt seine Route und freut sich der Hoffnung, aus ungünstigen Verhältnissen bald in günstigere zu gelangen; anders der Geolog, der jeden Hectar begehen muss und dabei noch Gesteinsproben schlagen, Petrefacten suchen und sammeln soll, um Abends in das ambulante und fast stets traurige Quartier zurückzukehren, in dem die Verpflegung nur selten eine derartige sein kann, dass sie ihn in den Stand setzt, am nächsten Tage frisch gestärkt seine Arbeit wieder zu beginnen. Glücklich, wer wenigstens trinkbares Wasser in hinreichender Menge da findet und sich seine Gesundheit unter den entsetzlichsten Mühseligkeiten bewahren kann. Ist nun gar noch für die persönliche Sicherheit zu fürchten, muss ein weittragender Hinterlader immer schussfertig neben dem Messinstrument zur Function bereit sein, oder muss man, wie mir es schon vorgekommen ist, von einer kreisförmigen Tirailleurkette umgeben sein, um ungestört beobachten zu können, so tritt für die fehlende Gemüthlichkeit ein Zustand ein, der kaum zu beschreiben ist und ärger aufreibt, als blosse körperliche Strapazen und Entbehrungen.

Nordafrikanische Beduinenhorden und nordamerikanische Indianertrupps haben schon manchen Vertreter der wissenschaftlichen Forschung vernichtet. Nicht genug damit, treten auch zuweilen Christen gewaltthätig gegen sie auf. Major Powell konnte z. B. nur durch Entfaltung entsprechender Macht sich gegen die räuberischen Mormonen des Rio Colorado-Gebietes schützen.

Und nachdem nun unter solchen Verhältnissen Triangulationen gemacht, specielle topographische und geologische Aufnahmen neben anderen Observationen ausgeführt und Materialien gesammelt worden sind, kommt nicht selten noch der beklagenswerthe Fall vor, dass auf dem Heimwege ein Theil der letzteren verloren geht. Cl. King erwähnt eines Transportes von Ge-

steinstufen, der auf der Rückkehr abhanden kam. Wie viele Tage harter Anstrengungen von Menschen und Thieren sind wohl nicht daran gesetzt worden, um dieses fehlenden „Kettenrings“ wieder habhaft zu werden! Welcher Ansiedler wird die Handstücke wohl dort einmal finden, sie ihrer regelmässigen Gestalt halber mit fragenden Blicken betrachten, um sie dann sinnend bei Seite zu legen? — Für die Wissenschaft haben sie aufgehört zu existiren; die auf sie verwendete Mühe und Sorge blieb nutzlos.

Man muss wirklich sich selbst in ähnlichen Lagen da befunden haben, wo neben anderen der Prüfstein des persönlichen Mannesmuthes und der Unerschrockenheit täglich an unsere Leistungen gelegt wird, um ermessen zu können, welchen hohen Grad von Bewunderung die Arbeiten der betreffenden nordamerikanischen Geologen verdienen.

Ehre für alle Zeiten haben sie sich im höchsten Grade erworben für die opferfreudige Ueberwindung von Gefahren, im Dienste der Geologie, von welchen man in Europa meist nur eine schwache Vorstellung hat.

---

Schwerlich würden die vorstehenden Notizen zu Stande gekommen sein ohne die für jetzt nur möglich gewesene flüchtige Benutzung von reichem geologischen und montanistischem Materiale über die nordamerikanischen Territorien. Dieses Material verdanke ich der liebenswürdigsten Bereitwilligkeit, mit der die dortigen leitenden Persönlichkeiten wissenschaftliche Bestrebungen von fremden Besuchern unterstützen.

Bei meinen Reisen in den Vereinigten Staaten habe ich sowohl von Behörden als von hervorragenden Personen meines Fachs so sehr viele Beweise von Wohlwollen und Zuvorkommenheit erhalten, dass ich mit grosser Freude diese Gelegenheit benutze, um meinem Danke öffentlich Ausdruck zu geben.

Man hat mir in Washington und New-York nicht nur grosse Freundlichkeit, sondern auch weitgehende Freigebigkeit erwiesen durch Beschenken mit wissenschaftlicher nordamerikanischer Literatur, und noch heute fährt man fort, mich durch Uebersendung kostbarer Werke zu beehren, die auf anderem Wege als auf dem geneigter Munificenz nicht zu erhalten sind.

Um so mehr drängt es mich, hier öffentlich meinen tiefgefühlten, innigen Dank auszusprechen den Herren General Humphreys, Major Powell, Capitain Dutton, Capitain Wheeler, den Herren Professoren Hayden, King und Newberry und allen den Herren, die mir dort in uneigennützigster Weise halfen, wissenschaftliche Notizen zu sammeln.

---

# 5. Beitrag zur Kenntniss der granitischen Gesteine des Riesengebirges.

Von Herrn F. Klockmann in Berlin.

Hierzu Tafel XVII — XIX.

## Einleitung.

Es giebt keine grösseren Granitmassive, keine ausgedehnteren Gneiss- und Glimmerschiefer-Complexe, die nicht durch das Auftreten zahlreicher, granitischer Gänge von einem ganz eigenartigen und überall constanten Habitus ausgezeichnet wären. Wo man auch immer auf diese Gänge stossen mag, sei es in Canada, in Scandinavien oder in den Alpen, überall werden sie durch die gleichen geognostischen Verhältnisse, durch die gleichen structurellen Eigenthümlichkeiten, wiewohl diese überaus mannichfaltig sind, und durch den grossen Reichthum bezeichnender Mineralien, von denen viele ausschliesslich auf solchen Gängen vorkommen, charakterisirt.

Die ausserordentliche Uebereinstimmung in allen Beziehungen, die so weit geht, dass man die Charakteristik eines solchen Ganges, gleichviel von welchem geographischen Auftreten, mit wenigen unwesentlichen Abänderungen, sofort auf jeden anderen übertragen kann, führt unabweislich zu einer sonst in der Geologie so verpönten Folgerung — dem Schluss von gleichen Wirkungen auf gleiche Ursachen — zu dem Schluss einer gleichen Entstehung.

Es muss demnach von hohem Interesse sein, an derartigen, in jedweder Beziehung typischen Gängen auf die Genesis bezügliche Untersuchungen anzustellen und die auftauchenden Fragen auf Grund des geognostischen Vorkommens, der Structurmodificationen und der Mineralführung zu beantworten zu suchen.

Derartige typische Ganggebilde sind die bisher von den Geologen wenig beachteten, den Mineralogen durch das Vorkommen schöner und grosser Orthoklaskrystalle wohl bekannten Ganggranite, die im Bereich des Hirschberger Thales im Riesengebirgsgranitit aufsetzen.

Vorliegende Arbeit will die bei der Betrachtung dieser

Ganggranite sich herausstellenden Fragen, die für manche Anschauungen in der Geologie von einschneidender Wichtigkeit sind, nicht endgültig beantworten; sie will nur durch eingehende Beschreibung und Interpretation des Beobachteten einiges Material schaffen, auf welchem weiterbauend, im Zusammenhang mit dem über ähnliche Vorkommnisse Berichteten, dereinst eine definitive Lösung der beregten Fragen erwartet werden darf.

Die in der nachfolgenden Arbeit niedergelegten Beobachtungen stützen sich im Wesentlichen auf ein reichhaltiges Material, das den Sammlungen der Universität und der Bergakademie zu Berlin angehört. Die für die geognostischen Verhältnisse unumgänglichen persönlichen Recognoscirungen und Begehungen des Gebietes verschaffte ich mir durch einen 14-tägigen Aufenthalt im Riesengebirge während des Sommers 1880.

Für die Erlaubniss der Benutzung der aufgeführten Sammlungen, für die Unterstützung mit Rath und That und für manche persönlichen Anregungen drängt es mich den Herren Professoren Roth, Websky, Weiss in Berlin, Liebisch in Breslau und dem Herrn Gutsbesitzer Mende in Lomnitz an dieser Stelle meinen besten Dank auszusprechen.

Die bei dieser Arbeit benutzte Literatur findet sich, soweit sie die localen Verhältnisse der Ganggranite und ihrer Mineralien angeht, vollständig aufgeführt in: J. Roth, Erläuterungen zu der geognostischen Karte vom niederschlesischen Gebirge und den umliegenden Gegenden. Berlin 1867.

Die speciellen zur Vergleichung herangezogenen Schriften sind stets durch Citate hervorgehoben.

---

Zu einer richtigen Begründung mancher der aus den Beobachtungen abzuleitenden Schlüsse über die Ganggranite ist zuvor eine allgemeine Uebersicht über die petrographischen Verhältnisse des Nebengesteins, also des Riesengebirgsgranitits eine unerlässliche Bedingung. Die Arbeit hat demnach zu beginnen mit einer

### Betrachtung des Riesengebirgsgranitits.

Der Habitus dieses Gesteins, das in der Petrographie eine historische Bedeutung erlangt hat, ist ein ausserordentlich charakteristischer, so dass dasselbe schon im kleinsten Handstück als Riesengebirgsgranitit erkannt wird. In einer ziemlich feinkörnigen, aber deutlich unterscheidbaren Grundmasse von Orthoklas, relativ reichlichem Plagioklas, von Quarz und Biotit liegen 1—3 cm grosse, meist ziemlich vollkommen aus-

gebildete, fleischrothe Orthoklaskrystalle, kantengerundete, zuweilen auch ziemlich scharfe Quarzdihexaëder (so bei Stonsdorf in Haselnussgrösse) und sechsseitige, tief schwarze Biotittäfelchen. Diese Ausbildung der Gesteinsstructur ist eine nahezu constante, nur an einzelnen Localitäten erleidet sie eine Variation nach zwei Richtungen:

1. die Gemengtheile der Grundmasse werden noch feinkörniger, und dann nimmt das Gestein durch den Contrast zwischen dieser feinkörnigen Grundmasse und den grossen Orthoklaskrystallen einen ausgeprägt porphyrartigen Charakter an, oder
2. sämmtliche Gemengtheile erlangen annähernd gleiche Grösse, und dann bildet sich eine gleichmässig körnige Structur heraus (Stonsdorf, Schlüsselburg bei Schmiedeberg).

Diese letztere Structur ist die seltenere. Erwähnenswerth ist der hierbei auftretende Umstand, dass die Orthoklase dann nicht die fleischrothe Farbe zeigen, sondern weiss gefärbt sind, und dass der Quarz, der sonst dem Kalifeldspath an Menge nachsteht, weit reichlicher erscheint.

Für die Genesis der Ganggranite, die reich an titanhaltigen Mineralien sind, ist es von Wichtigkeit, dass die letzteren dem Riesengebirgsgranitit nicht ganz fehlen, sondern sich eingesprengt in Form von Orthit und Titanit finden.

Die complicirte Verwitterung der kalk- und thonerdehaltigen Silicate ruft die Bildung von Epidot in strahligen Büscheln hervor, der Orthoklas setzt sich in Kaolin um oder veranlasst Pseudomorphosen von Pinitoid. Das ganze Gestein zerfällt gewöhnlich in einen sandigen Gruss.

Die mikroskopische Untersuchung des Gesteins ergiebt nichts Neues, nur weist sie die reichliche Menge des Plagioklases [1]) nach, der z. Th. von der Masse des Orthoklases umhüllt wird. Quarz und Glimmer erscheinen durchaus normal und sind für unsere spätere Betrachtung unwichtig, anders verhält es sich mit den porphyrartig eingesprengten Feldspäthen, über die noch etwas zu sagen erübrigt.

Die krystallographischen Verhältnisse der eingesprengten Orthoklaskrystalle, die in vielen Beziehungen an die Feldspäthe des Granits des Fichtelgebirges erinnern, namentlich die Zwillingsverwachsungen nach 7 verschiedenen Gesetzen habe ich

---

[1]) Bekanntlich ist der Plagioklas des Riesengebirgsgranitits nach Rose's Untersuchungen und Rammelsberg's Analyse (Pogg. Ann. 56. pag. 617) ein Oligoklas. An ihm wurde von G. Rose 1842 zum ersten Male gezeigt, dass der trikline Feldspath der Granite nicht, wie man bis dahin geglaubt hatte, Albit zu sein brauche.

in einer besonderen Arbeit [1]) ausführlicher behandelt, auf die ich hiermit hinweise. Hier genüge es, diese Zwillingsverbindungen, die symmetrisch zu den folgenden Flächen erfolgen können, kurz aufzuzählen:

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| 1. | Zwillingsfläche | k | = (1 0 0) | = | $\infty P \infty$ |
| 2. | „ | P | = (0 0 1) | = | o P |
| 3. | „ | y | = $(\bar{2} 0 1)$ | = | $2 P \infty$ |
| 4. | „ | n | = (0 2 1) | = | $2 P \infty$ |
| 5. | „ | o | = $(\bar{1} 1 1)$ | = | P |
| 6. | „ | T | = (1 1 0) | = | $\infty P$ |
| 7. | „ | z | = (1 3 0) | = | $\infty P 3$. |

Die mikroskopische Untersuchung der Orthoklase (Krystalle vom Scholzenberge) liefert folgende Ergebnisse.

1. Schliffebene parallel P = (001) = oP.

Das mikroskopische Bild ist kein einheitliches, allein durch Orthoklassubstanz hervorgebrachtes, sondern die ganze Masse des Schliffs wird von flach linsen- oder schnurförmigen Adern von Albit durchzogen, wie es Taf. XVII. Fig. 1 zeigt. Beide Mineralien heben sich deutlich von einander ab, namentlich dann, wenn die Kante P/M einen Winkel von 45° mit den Schwingungsrichtungen des Nicols macht, in welchem Falle der Orthoklas mit orangegelber Farbe, der Albit mit schön blauer Farbe polarisirt. Die Einlagerung der Albitsubstanz ist keine gesetzlose; die Schnüre laufen alle parallel, etwa unter 93°—96° gegen die Kante P/M gerichtet. Zwillingslamellen sind dem Albit nicht eingeschaltet; seine Erkennung ist nur ermöglicht durch die Feststellung der Auslöschungsrichtung, die einen Winkel von 3° mit der Zonenaxe P/M macht.

Der Mangel an Zwillingslamellen innerhalb des Albits ist kein Einwurf gegen die Bestimmung dieses Minerals als solchen. Lossen [2]) und Schuster [3]) führen ähnliche Fälle auf. Im vorliegenden Falle dürfte sogar das Fehlen der Zwillingsstreifung dadurch erklärt werden, dass durch die Verwitterung, der die Krystalle nicht unmerklich anheimgefallen sind, dieselbe verwischt ist, eine Erscheinung, wie sie sich häufig an den Pla-

[1]) Die Zwillingsverwachsungen des Orthoklases aus dem Granitit des Riesengebirges; Zeitschr. für Krystallographie VI. pag. 493. 1882.

[2]) K. A. Lossen, Albitporphyroide aus dem Harz; diese Zeitschr. 1879. pag. 441.

[3]) M. Schuster, Ueber die optische Orientirung der Plagioklase: Tschermak's Mitth. 1880. pag. 151.

gioklasen basischer Eruptivgesteine wahrnehmen lässt. In der Folge werde ich noch einmal auf diesen Punkt zurückzukommen haben. Das Verhältniss, in welcher Ausdehnung der Albit dem Orthoklase eingefügt ist, stellt sich an verschiedenen Theileilen des Schliffs und an verschiedenen Schliffen als wechselnd heraus. Gewöhnlich stehen Albit und Orthoklas im Verhältniss von $^3/_4 : 1$ oder $^2/_3 : 1$.

Was die Zersetzung der beiden Feldspäthe anlangt, so ist deutlich zu erkennen, dass der Albit der Umwandlung mehr unterlegen ist als der Orthoklas. Staubförmige Producte lagern auf ihm und beeinträchtigen einigermaassen die Reinheit seiner Polarisationsfarbe. Aber auch der Orthoklas ist nicht mehr ganz frisch, sondern mehr oder weniger breite und unregelmässige, wie vertuschte Banden und Flecke durchziehen ihn; in einigen wird sogar durch das Auftreten einer sehr undeutlichen und verschwommenen Gitterstructur eine gewisse Aehnlichkeit mit der Structur des Mikroklins hervorgebracht.

2. Schliffebene parallel $M = (010) = \infty P \infty$.

Entsprechend dem mikroskopischen Bilde auf der basischen Schnittfläche erblickt man auch in Dünnschliffen parallel dem Klinopinakoid die Orthoklassubstanz von Albitschnüren durchzogen. Die Auslöschung des Orthoklases mit der Kante M/P beträgt 11°, die des Albits 18,5°. Diese Auslöschung des Albits, zusammengehalten mit der auf der Basis gefundenen, stimmt durchaus mit den von Des Cloizeaux festgestellten Werthen überein, sodass dadurch die Bestimmung als Albit zweifellos gesichert ist. Die auch hier streng parallel verlaufenden Albitschnüre schliessen mit der Kante P/M einen Winkel von ca. 57,5° ein. Ausser diesen grösseren Einlagerungen durchziehen die Orthoklassubstanz — nicht den Albit — noch feine, parallele Liniensysteme eines farblosen Minerals. Es sind nur äusserst feine Striche von etwa 0,001 mm Breite und 0,05 — 0,1 mm Länge. Charakteristischer Weise gelangen sie nur auf der Fläche M zur Beobachtung, weder auf P noch auf k konnten sie wiedergefunden werden, was aber aus mannichfachen Gründen erklärbar ist. Da sie den Habitus nadelförmiger Gebilde an sich tragen, so werden sie auf den Flächen der Zone [010] nur in Punkten austreten, und da sie andererseits auch zur Verwitterung hinneigen, so mag es unmöglich sein, ihr Vorhandensein gegenüber den trüben Zersetzungsproducten des Orthoklases auf diesen Flächen zu constatiren. Die Auslöschung der feinen, nicht continuirlich fortsetzenden, sondern ähnlich wie die Elemente einer gestrichelten Linie erscheinenden Lamellen findet

zugleich mit der Auslöschung des Albits statt — woraus wohl gleichfalls auf ihre Natur als Albit geschlossen werden darf —, zugleich aber auch, da sie unter etwa 72,5° die Kante P/M des Orthoklases schneiden, dann, wenn ihre Längsausdehnung mit den Diagonalen der Nicol'schen Prismen parallel läuft. Demgemäss sind dem Orthoklase nach seiner Längsfläche zwei Systeme von Albitlamellen eingelagert, die sich unter einem Winkel von 50° durchkreuzen, wie es Fig. 2. Taf. XVII. zur Anschauung bringt.

Die eben mitgetheilten Betrachtungen des Riesengebirgsgranitits lassen sich für den vorliegenden Zweck kurz dahin zusammenfassen, dass dessen Feldspath reich ist an albitischen Einlagerungen und dass Plagioklase in relativ reichlicher Menge, ferner titanhaltige Mineralien in dem Gestein als accessorische Gemengtheile auftreten.

Es lässt sich a priori die Folgerung ziehen, dass, wenn durch complicirte Verwitterung und durch Auslaugung des Granitits Anlass zu Gangbildungen auf dessen Klüfte und Spalten gegeben wird, die Ausfüllung der letzteren sehr wahrscheinlich wiederum ein Gemenge von Quarz, Orthoklas und Glimmer darstellen wird, zu welchem sich als accessorische Gemengtheile Albit und solche Mineralien gesellen, an deren Constitution die Titansäure wesentlichen Antheil hat.

## Die Ganggranite des Hirschberger Thales.

Eingangs wurde bereits hervorgehoben, dass die an dieser Stelle zu beschreibenden Ganggranite den Typus einer ganzen Reihe ähnlicher granitischer Ganggebilde abgeben, die unter analogen geognostischen Verhältnissen auftreten.

Namentlich sind es zwei solche in der deutschen Literatur eingehend abgehandelte Gangvorkommnisse, bei denen gleichzeitig die Bildungsmodalitäten kritisch untersucht sind, zu deren eingehendem Vergleich die Gänge des Riesengebirgs auffordern. Es sind dies die granitischen Gänge von San Piero auf der Insel Elba, der Fundstätte vieler und schöner Mineralien, die von G. vom Rath [1]) beschrieben sind, und die Ganggebilde aus dem Granulitgebiete Sachsens, denen H. Credner [2]) eine sehr ausführliche Bearbeitung hat zu Theil werden lassen.

Beide Geologen schliessen für die von ihnen untersuchten Ganggebilde eine eruptive Entstehung aus, nehmen vielmehr

[1]) G. vom Rath, Geognostisch-mineralogische Fragmente aus Italien, III. Theil; diese Zeitschr. 1870.

[2]) H. Credner, Die granitischen Gänge des sächsischen Granulitgebirges; diese Zeitschr. Bd. XXVII. pag. 104 ff

für sie eine durch wässerige Lösungen bewirkte Entstehungsart in Anspruch, jedoch mit dem Unterschied, dass G. vom Rath dieselben für Absätze und Krystallisationsproducte aus aufsteigenden Mineralquellen halten zu müssen glaubt, während H. Credner sie in sehr entschiedener Weise als Producte der Lateralsecretion anspricht. Um später bei der eigenen Beurtheilung der Genesis der Hirschberger Granitgänge in den Anschauungen dieser Forscher einen gewissen Anhalt zu haben, schien es mir von besonderer Wichtigkeit, während der Charakterisirung der bezeichneten Ganggebilde immer auf die analogen Verhältnisse der Gänge von Elba und des sächsichen Granulitgebietes hinzuweisen.

Von G. Rose sind die granitischen Ganggebilde des Riesengebirges, weil er sie für unzweifelhaft eruptiv ansah, kurzweg als Ganggranite bezeichnet worden. Wenn sich, wie die Folge lehren wird, gegen die Eruptivität derselben eine Reihe von Zweifeln erheben lassen, so empfiehlt es sich doch vor einer endgültigen Entscheidung dieser Frage, die hier nicht getroffen werden soll, die Bezeichnung „Ganggranit“ ihrer Kürze wegen beizubehalten.

Die Ganggranite durchsetzen, ja durchschwärmen in unzähligen Gängen, Schnüren, Adern und auch Gangstöcken meist den Riesengebirgsgranitit, seltener den Gneiss und den Glimmerschiefer. Selbstständig scheinen sie in den letzteren Gesteinen nicht aufzutreten, sondern sie bilden, wenn sie in diesen vorkommen, die directe Fortsetzung von Gängen, die ursprünglich im Granitit aufsetzten. Irgendwelche störende Einflüsse von Seiten der Ganggranite auf die Lagerungsverhältnisse des Nebengesteins liessen sich nicht nachweisen.

Geht in einigen Fällen die Mächtigkeit in den Trümern und Adern bis auf 1 cm herunter, so wächst diese andererseits in den Gangstöcken wieder so an, dass ganze Bergkuppen aus Ganggranit bestehen, wie dies z. B. bei dem Ameisenberg bei Erdmannsdorf, dem Hopfenberg zwischen Warmbrunn und Stonsdorf der Fall ist. Die gewöhnliche Mächtigkeit bewegt sich zwischen 2 und 3 m.

Das Streichen dieser Gänge hält durchaus keine bestimmte Richtung inne; zwar giebt J. Roth[1]) h. 1—1½ als das gewöhnliche Streichen an, aber diese Angabe bezieht sich wohl nur auf einige mächtige Gänge; bei anderen steht die Streichrichtung gerade senkrecht dazu.

Bei diesem Wechsel in der Erstreckung ist es natürlich schwer zu beurtheilen, ob die Gänge lange anhalten. Bei der überaus ähnlichen structurellen und mineralogischen Beschaffen-

[1]) J. Roth, Erläut. z. Karte v. Niederschlesien pag. 62.

heit aller Gänge hat man auch in dieser keinen Anhalt, um den in der Streichrichtung eines zuerst beobachteten Ganges auftretenden, späteren Gang als die directe Fortsetzung des ersteren ansprechen zu können.

Die wesentlichen Gemengtheile der Ganggranite sind Orthoklas, Albit, Quarz und Biotit; bei zweifellos eruptiver Entstehung wäre das Gestein demnach unter die Rubrik der Granitite im Sinne Rosenbusch's zu bringen. Zu den wesentlichen Gemengtheilen gesellt sich eine ausserordentliche Anzahl accessorischer Mineralien, die z. Th. durch ihre gleichmässige Verbreitung noch am Aufbau des Gesteins Antheil haben, wie der Plagioklas, oder in ganz untergeordneter Menge eingesprengt sind, wie viele Titanmineralien, oder endlich auf Drusenräumen ausgeschieden sind, wie Mikroklin, Korund, Flussspath etc.

Der Orthoklas weicht da, wo er als wesentlicher Gemengtheil in fein- bis mittelkörnigen Partieen des Ganggranits vorkommt, weder in seinem äusseren Ansehen, noch in seiner mikroskopischen Beschaffenheit von dem Orthoklas anderer Granite ab. Unbestimmte Umrisse, röthliche Färbung durch interponirte Eisenglanzschuppen, deutliche Spaltbarkeit nach der Basis und dem Klinopinakoid, stete Trübung unter dem Mikroskop sind seine allgemeinen Kennzeichen. Hervorzuheben ist, dass er nicht selten von feinen, sich auskeilenden Albitlamellen durchzogen wird.

Weit interressanter sind die über kubikfussgrossen blättrigen Feldspathmassen, die an einigen Lokalitäten im Verein mit dem in gleicher Grösse entwickelten Quarz dem Ganggranit eine pegmatitische Structur verleihen. Im frischen Zustande besitzt der Feldspath vorzüglichen Glasglanz, der auf der Basis bei der überaus vollkommenen Spaltbarkeit zuweilen in das Perlmutterartige übergeht. Auf einem muschligen Bruch, der nahezu die Richtung des Makropinakoids einnimmt, beobachtet man auch einen bläulichen irisirenden Lichtschein. In einem derartigen frischen Zustande ist jedoch der Feldspath eine grosse Seltenheit, gewöhnlich ist er durch die Ablagerung von Eisenoxyd zwischen seine Spaltlamellen röthlich gefärbt und nur in einzelnen, flockenartigen Partieen ist er völlig frisch erhalten. Das findet statt in den Ganggraniten von Lomnitz. An anderen Orten z. B am Rabenstein bei Wolfshau, wo eine solche Infiltration von Eisenoxydlösungen nicht stattgefunden hat, hat gewöhnlich die Umwandlung in kaolinartige Produkte bereits angefangen, und die ganze Feldspathmasse ist weisslich trübe gefärbt.

Da Des Cloizeaux ähnliche, leicht spaltende Feldpathmassen als Mikroklin erkannt hat, und da ferner die Kalifeldspäthe auf den Drusen der Ganggranite thatsächlich triklin

sind, so war es um so mehr geboten, diese Feldspäthe auf einen etwaigen Mikroklincharakter hin zu untersuchen. Es sind deshalb Schliffe parallel P und M angefertigt.

Während an den derben Stücken die Spaltflächen nach dem Klinopinakoid und nach den Flächen des verticalen Prismas schwer herzustellen waren, auch die Spaltrisse auf nicht sehr dünnen Schliffen parallel der schiefen Basis nur in seltenen Fällen wirklich angedeutet waren, zeigten die allerdünnsten, basischen Spaltblättchen, sowohl nach M als nach T sehr deutliche und scharf begrenzte Spaltrisse. Hierdurch war die Bestimmung des Auslöschungswinkels bei gekreuzten Nicols natürlich sehr erleichtert. An basischen Spaltblättchen wie an Schliffen trat das Maximum der Verdunkelung ein, wenn Kante P/M parallel der Auslöschungsrichtung der Nicols lief. Es lag also wirklicher Orthoklas vor.

Die in Rede stehenden Feldspäthe sind geeignet einiges Licht auf die Natur und die Entstehung mancher Perthite zu werfen, da man nämlich an ihnen die successive und sehr allmähliche Herausbildung typischer Perthite aus homogener Orthoklassubstanz in allen Stadien verfolgen kann.

Die Einschaltung von Albitschnüren in den Kalifeldspath lässt sich in doppelter Weise erklären; entweder sind beide Silicate gleichzeitig und in der Form, wie sie uns jetzt erscheinen, aus irgend welchen Lösungen auskrystallisirt oder die Albitausscheidungen innerhalb des Orthoklases sind erst die Folge späterer Einwirkungen.

Erstere Ansicht ist die gewöhnliche und wird auch für dis perthitartige Orthoklase aus den Drusenräumen der Ganggranite des sächsischen Granulitgebietes von Credner [1]) vertreten, letztere Ansicht, die nach G. vom Rath [2]) für die analogen Orthoklase von Elba als die wahrscheinlichere gelten muss, wird durch die nunmehr zu beschreibenden Beobachtungen wenigstens für die in Rede stehenden Perthite bestätigt.

Es ist schon erwähnt worden, dass neben dem von den Atmosphärilien angegriffenen Material sich auch einzelne, völlig frische Partieen vorfinden. Unter dem Mikroskop erweisen sich diese letzteren durchaus homogen, abgesehen von Flüssigkeitseinschlüssen, welche meist in Höhlungen von kugelrunder Gestalt über den ganzen Schliff, mehr oder minder angehäuft, zerstreut sind. Auch bei der stärksten Vergrösserung findet sich an diesen adularartigen Partieen noch nicht die geringste Trübung durch kaolinische Zersetzungsproducte oder Infiltration von Eisenoxyd.

---

[1]) Credner, l. c. pag. 163.
[2]) G. vom Rath, l. c. pag. 657.

Sobald das zum Dünnschliff verwendete Material nicht mehr ein völlig wasserklares Aussehen hat, hebt sich bei einer 300fachen Vergrösserung aus der Masse der im Uebrigen homogen erscheinenden Substanz ein System äusserst feiner und gleichmässiger, dicht gedrängter, gerader Linien ab, die in streng paralleler Richtung, in langen Zügen den Schliff durchlaufen und auf der Basis mit der Kante P/M einen Winkel einschliessen, der zwischen 93°—96° schwankt. (cf. Fig. 5. Taf. XVIII).

Unterzieht man weiter basische Schliffpräparate, die neben frischem auch von der Verwitterung sichtbar angegriffenen Orthoklas enthalten, der mikroskopischen Untersuchung, so kann man beobachten, wie sich aus der Zahl der feinen parallelen Linien einzelne breitere, oft absetzende, — nach Art einer dickausgezogenen, gestrichelten Linie — durch zarte punktförmige Verwitterungsprodukte getrübte und gleichfalls unter 93°—96° zur Kante P/M verlaufende Strichsysteme abheben, sich thatsächlich aus jenen entwickeln.

Diese Striche oder schmalen Leisten löschen nunmehr nicht mehr parallel P/M aus, sondern das Intensitätsminimum des Lichts tritt bei einem Winkel von 2°—3° zu dieser Kante ein, was dieselben zum Albit stempelt.

Ihre mineralische Natur als Albit wird durch eine weitere Beobachtung bestätigt. Man kann nämlich an geeigneten Präparaten verfolgen, wie diese anfangs noch sehr schmalen Lamellen bei einer fortgeschritteneren Umwandlungsstufe an Breite zunehmen, unregelmässige äussere Umrisse erlangen und sich, was die Hauptsache ist, der Quere nach in einzelne Zwillingsleisten gliedern und ganz so erscheinen wie die Albitschnüre in den Perthiten. Die Zwillingsnäthe laufen parallel P/M, die Auslöchungsrichtung zweier an einander stossender Lamellen divergiren um 6°.

Damit hört aber der Entwickelungsgang noch nicht auf; durch die fortgesetzten Angriffe der den Feldspath durchziehenden Sickerwässer und der Atmosphärilien werden die, die einzelnen Zwillingslamellen des Albits trennenden, Nähte wieder verschwommen, die Albitschnüre erlangen abermals eine gleichmässigere Structur, verfliessen in einander, wodurch sie ein netzartiges Maschenwerk innerhalb des Orthoklases bilden (cf. Fig. 6. Taf. XVIII.), von welchem letzteren sie sich nur durch die Fülle der trübenden Partikelchen und der verschiedenen Polarisationsfärbung abheben, und gehen endlich in breite, linsenförmige Einlagerungen innerhalb des Kalifeldspathes über, so dass am Schluss ganz dasselbe Bild entsteht, das an den basischen Schliffen der Orthoklaskrystalle aus dem Riesengebirgsgranitit beschrieben und in Fig. 1. Taf. XVII. abgebildet worden ist.

Die bisherigen Mittheilungen schildern den Entwickelungsgang der albitischen Einlagerungen, wie er sich auf basischen Schliffflächen darstellt; es bleibt nun noch übrig, denselben auf anderen Flächen zu verfolgen.

Auf Schliffen parallel M lässt sich eine ganz analoge Ausbildung des Albits erkennen; auch hier ist der Feldspath in seinem frischen Zustand von Albitbanden völlig frei, diese treten dann später unter der Einwirkung zersetzender Agentien in Form von schmalen, anfänglich unterbrochenen und häufig absetzenden, später continuirlichen Schnüren auf, welche annähernd der Kante M/k parallel laufen. Indem namentlich auch die Spaltungsrichtungen nach der Basis als Ablagerungscentren herangezogen werden, wird durch diese die Verfliessung mehrerer, unter sich parallel laufender Lamellen bewirkt, wodurch letztere auch nach der Breite ausgedehnt werden und ihre sonst nur nach einer Richtung ausgedehnte Form einbüssen. Die Folge davon ist, dass unregelmässig begrenzte, breite Albitflecken innerhalb des Orthoklases entstehen, wesentlich nicht verschieden von dem Bilde, das der Feldspath aus dem Granitit auf dem Klinopinakoid darbietet.

Die auf der Fläche M eingelagerten Albitpartieen zeigen nach dieser Ebene keinen Zwillingsaufbau, werden demnach als Albit nur durch ihre Auslöschung von $18^{0} - 20^{0}$ zur Kante P/M erkannt. Etwas anders als der Entwickelungsgang der Albiteinlagerungen auf der Basis und der Längsfläche gestaltet sich dieser auf Schliffflächen, die in der Zone [P/k] liegen. Hier wird nämlich das Auftreten des Albits nicht erst durch einzelne Uebergangsstadien vorbereitet, sondern er tritt unvermittelt in breiten, abgerundeten und deutlich verzwillingten Partieen auf, die sich durch einen dunklen Hof von Umwandlungsproducten von dem frischen Orthoklas abgrenzen.

Die beobachtete Erscheinung der graduellen Entwickelung der Albitschnüre, welche namentlich in der Erstlingsform der regelmässigen Liniensysteme nicht dazu angethan ist, der Theorie von einer späteren Infiltration der Albitsubstanz in den Orthoklas das Wort zu reden, dürfte vielleicht aus einem anderen Gesichtspunkt erklärt werden.

Nach der Tschermak'schen, sich auf das Ergebniss der mikroskopischen Untersuchung der Perthite stützenden Theorie, sind die natronhaltigen Kalifeldspäthe als ein mechanisches Gemisch von Orthoklas, resp. Mikroklin und Albit anzusehen. Spätere Forschungen haben jedoch den Nachweis geliefert, dass es völlig einschlussfreie Orthoklase mit namhaftem Natrongehalt gäbe. Um den dadurch entstandenen Widerspruch mit Tschermak's Theorie zu lösen, stellte Groth zuerst die Ansicht von der Isodimorphie beider Feldspäthe auf.

Adoptirt man nun diese letztere, durch mancherlei Beobachtungen hinreichend begründete Anschauung und bringt sie in Beziehung zu der an vorliegendem Orthoklase gemachten Beobachtung, dass derselbe ursprünglich durchaus homogen ist und erst im weiteren Verlauf die Perthitstructur annimmt, so glaube ich, dass folgender auf die Orthoklase des Ganggranits sich beziehende Satz viel innere Wahrscheinlichkeit besitzt:

In den perthitartigen Orthoklasen der Hirschberger Ganggranite befinden sich das Trisilicat des Kaliums und das des Natriums ursprünglich in isomorpher Mischung, und zwar in den Formen des Orthoklases, erst später tritt durch die Einwirkung äusserer Agentien eine moleculare Umlagerung und damit eine Ausscheidung der Albitsubstanz in trikliner Form ein.

Demnach wird also die Ausscheidung des Albits in polysynthetischen Zwillingen des asymmetrischen Systems und die Herausbildung der Perthite auf eine paramorphe Umwandlung, wie man sie auch sonst vielfach in der Natur beobachtet — ich erinnere nur an die Umsetzung des monoklinen Schwefels in seine rhombische Modification oder an den Uralit — der monoklinen Modification der Albitsubstanz in die trikline zurückgeführt.

Die hier ausgesprochene Anschauung über die Entstehung der Perthite haben zunächst nur Bezug auf die hier untersuchten und auf die in ihrem Habitus ganz ähnlichen, von Albitschnüren durchzogenen Orthoklase, wie es die aus dem Riesengebirgsgranitit, die des Carlsbader Granitmassivs und mancher skandinavischen Vorkommnisse etc. sind.

Für eine grosse Anzahl auch anders gearteter Perthite möchte eine andere Entstehungsart wahrscheinlicher sein; auf diese werde ich in der Folge bei der Besprechung gewisser Mikroklinperthite zurückkommen.

Noch zu zwei weiteren, interessanten Beobachtungen geben die in Rede stehenden Orthoklase Anlass. In sehr dünnen Schliffen parallel der Basis aus einem Material, das durch seine unregelmässigen Albitschnüre schon lang andauernde chemische Einwirkungen aller Art bekundet, heben sich aus der Masse des Orthoklases, wenn man denselben zwischen gekreuzten Nicols auf Dunkel einstellt, anfänglich einige hellere breite Flecken ab, die, ohne scharfe Umrisse zu besitzen, nach ihren Grenzen ganz allmählich in den dunklen Orthoklas, aus dem sie hervorgegangen sind, verschwimmen. Diese ers schuppenartigen, helleren Partieen nehmen in einem weiteren Stadium bestimmtere Conturen an, erlangen das Aussehen von senkrecht in einander verwebten Lamellen und liefern

endlich genau jene Gitterstructur, die von Des Cloizeaux als charakteristisch für die Mikrokline hervorgehoben ist. Jeder, dessen Urtheil durch die wahrgenommene allmähliche Entwickelung dieser Gitterstructur nicht beeinflusst worden ist, würde zweifellos auf Mikroklin schliessen, so sehr entspricht das mikroskopische Bild den von Des Cloizeaux gegebenen Abbildungen.[1]) Die zu beobachtende Erscheinung ist in Fig. 8 Taf. XVIII. wiederzugeben versucht worden.

Durch die Untersuchung der Auslöschungsrichtungen erfolgt keine zweifellose Bestätigung der Mikroklinnatur dieser Gitter, da jene durchaus nicht einheitlich sind und alle Lamellen nicht zugleich auslöschen. Untersuchungen mittelst des Polarisationsinstruments und des Axenwinkelapparats ergeben gleichfalls keine entscheidenden Resultate, da das Material zu sehr zersetzt und die Menge des Albits zu gross ist, um ein ungestörtes Polarisationsbild zu geben.

Dagegen ist man versucht durch den Nachweis allmählicher Entstehung der Gitterstructur innerhalb eines ursprünglich homogenen Orthoklases, Zweifel zu erheben, dass dieselbe wirklich durch eine kreuzweise doppelte Zwillingsverwachsung von Mikroklinlamellen bedingt sei.

In einer kleinen Abhandlung Michel Levy's[2]) sucht dieser Forscher es wahrscheinlich zu machen, dass aller Mikroklin nichts weiter sei als eine durch mehrfache Zwillingsverwachsungen hervorgerufene Structurmodification des Orthoklases.[3])

Dennoch glaube ich mich bei der Erklärung der Erscheinungen am Orthoklas, obwohl sie anscheinend dafür sprechen, dieser Ansicht nicht anschliessen zu dürfen. Abgesehen davon,

---

[1]) Ich verweise die Leser nur auf Figur 7, pag. 436 in der grossen Mikroklinarbeit des französischen Mineralogen.

[2]) Bulletin de la soc. min. de France, 1879. pag. 135.

[3]) Mir will es scheinen, dass, nachdem einmal in den mehrfachen Zwillingsverwachsungen das Streben nach höherer Symmetrie erkannt worden ist, es bei einer derartigen theoretischen Speculation naturgemässer gewesen wäre, die optischen Eigenschaften des Mikroklins nicht aus der Verzwillingung von Orthoklaslamellen abzuleiten, sondern umgekehrt die physikalische und morphologische Beschaffenheit des Orthoklases als die Folge einer Zwillingsverwachsungs des asymmetrischen Mikroklins hinzustellen. Wenn nicht andere Gründe dagegen sprächen, so wäre diese letztere Ansicht wohl geeignet, zu erklären, wie eine sich durch die Untersuchung mittelst Mikroskops und Stauroskops als monosymmetrisch ergebende Substanz allmählich aus der Gitterstructur des Mikroklins herausgebildet werden kann. Es wäre dann der scheinbare Orthoklas nichts weiter als nach der Längs- und Querfläche polysynthetisch verzwillingter Mikroklin, bei dem die Zwillingslamellen wegen ihrer ausserordentlichen Feinheit und dichten Lagerung im frischen Zustand nicht unterschieden werden könnten und erst bei der Einwirkung corrodirender Flüssigkeiten zum Vorschein kämen.

wie man die Thatsache, dass an vielen Kalifeldspäthen der Winkel P/M bis zu $\frac{1}{2}^0$ vom Rechten abweicht, dass es grössere einheitliche Partieen giebt, deren Auslöschung auf der Basis einen Winkel von $15^0,5$, auf der Längsfläche einen solchen von $4^0 - 7^0$ mit der Kante P/M einschliesst, ungezwungen mit dem monoklinen System in Einklang bringen will, scheint sich durch die Fundamentalarbeit Des Cloizeaux's die nicht erwiesene Anschauung verbreitet zu haben, dass jeder Kalifeldspath, wenn er nur die Gitterstructur zeigt, schon Mikroklin sein muss, mit andern Worten, dass die Gitterstructur das Kriterium für die trikline Beschaffenheit des Feldspaths ist.

Wenn man die an manchen Mikroklinen beschriebene Gitterstructur vergleicht mit jener, die durch wirkliche doppelte Verzwillingung am Albit oder Labrador hervorgebracht wird, so nimmt sich diese letztere doch ziemlich anders aus. Hier scharfe, durchsetzende Lamellen, dort vertuschte, verschwommene Linien und Keile, die thatsächlich mehr an gewisse, durch Aetzungen hervorgerufene Zeichnungen erinnern und allerdings auch auf einer inneren Structur beruhen, als an sich kreuzende Zwillingslamellen.

So lange nicht der definitive Nachweis geliefert ist, dass eine derartige Structur niemals durch Einwirkung von corrodirenden Flüssigkeiten hervorgebracht werden kann, so lange möchte ich zur Erklärung der mitgetheilten Beobachtung auf die Umsetzung des Orthoklases in Mikroklin nicht recurriren. Sollte dieser Nachweis jedoch einmal geliefert werden, so müsste man ganz analog, wie dies für den Albit durchgeführt worden ist, annehmen, dass unter dem Einfluss wässriger Lösungen der Kalifeldspath aus der monoklinen Modification des Orthoklases in die trikline des Mikroklins übergeführt werden kann.

Gehen wir nunmehr zu der letzten der an diesen Orthoklasen sich bietenden Erscheinung über. Es wurde oben gesagt, dass in einem gewissen Stadium der Entwickelung der Albitschnüre auf parallel der Basis geschnittenen Schliffen sich ein aus sehr feinen parallelen Linien gebildetes Strichsystem darstelle. Auf einigen dieser Schliffe macht sich nun noch ein zweites Liniensystem bemerkbar, das das erstere annähernd unter einem Winkel von $37^0$ durchkreuzt und in Verbindung mit diesem den Eindruck einer rhombischen Täfelung hervorbringt. Diese zweiten Lamellen, die, wie es scheint, einer Kante P/T parallel laufen, durchsetzen gleichfalls in schnurgeraden und unter sich streng parallelen Linien, aber in variablen Abständen von einander das Präparat, unterscheiden sich jedoch von den linearen Albitschnüren dadurch, dass sie

im normalen Zustande nicht auf ihrer ganzen Breite zugleich auslöschen, sondern dass bei einer Drehung des Präparates — gekreuzte Nicols vorausgesetzt — das Maximum der Verdunkelung von einer Seite nach der anderen hinüber läuft. Dieses Verhalten im polarisirten Licht schliesst nun von vorn herein die Annahme aus, dass man es mit wirklichen, eingeschalteten Lamellen zu thun hat, sondern macht es wahrscheinlich, dass diese Linien entweder die Folge von im Innern des Krystalls vorhandenen Spannungsverhältnissen in linearer Erstreckung sei oder von hindurchziehenden Canälen und Röhren.

Eine Entscheidung, welche von diesen Möglichkeiten wirklich vorliegt, lässt sich schwer treffen, doch halte ich es für wahrscheinlicher, dass die erstere Annahme die richtigere ist. G. vom Rath erwähnt von den Elbaner Orthoklasen das Vorkommen von sehr vielen röhrenförmigen Hohlräumen, die annähernd in der Richtung der Verticalaxe verlaufen. Schliffe des Hirschberger Feldspaths senkrecht zur Längsausdehnung jener Linien liessen jedoch nichts von Röhrenmündungen erkennen.

Mit dem Schiller des Orthoklases auf einer Fläche, die nahezu mit k zusammenfällt, scheinen diese Linien in keinem ursächlichen Zusammenhang zu stehen, da ihre Richtung eine ganz andere ist. Bemerkenswerth für diese höchst merkwürdige Erscheinung ist der Umstand, dass dieselbe auch makroskopisch durch ein System paralleler Riefen parallel der Kante P/T, die sehr an das Aussehen der feinen Zwillingsstreifung eines Plagioklases erinnern, angedeutet wird. Es sind das aber keine wirklichen Einknickungen, sondern treppenförmige Absätze, die durch die ausgesprochene Spaltbarkeit nach einer Fläche T und dem basischen Blätterbruch bewirkt werden, wie man sich unter dem Mikroskop leicht überzeugt. Spaltung nach T und jenes Liniensystem verhalten sich wahrscheinlich wie Ursache zur Wirkung oder umgekehrt.

Dass dieses System paralleler Linien erst durch die Schleifoperation hervorgebracht sei, ist deshalb eine unzulässige Annahme, weil dasselbe auf die Ausscheidung der vorhin erwähnten Albitschnüre eine augenscheinliche Beeinflussung ausgeübt hat, indem diese letzteren häufig an jenem absetzen (cf. Fig. 7. Taf. XVIII.) und dadurch den erwähnten Eindruck von unterbrochenen Linien machen, ferner ist auch auf ihm selbst bei weniger frischem Material die Albitausscheidung vor sich gegangen, indem einzelne Theile den Auslöschungswinkel von 3° erkennen lassen.

Der Mikroklin der Hirschberger Ganggranite ist ausschliesslich auf die Drusenräume beschränkt; wo die Krystalle mit ihrem aufgewachsenen Ende noch in das umgebende Gestein

hineinreichen, stimmen diese Partieen in ihrer Structur völlig mit dem eben beschriebenen Orthoklas überein und müssen selbst als Orthoklas gedeutet werden.

Die Mikroklinkrystalle lassen schon durch das häufig einseitige Auftreten ihrer Flächen die trikline Natur vermuthen. (In Bezug auf die krystallographischen Verhältnisse verweise ich auf den Anhang.) Frisches Material ist nicht zu beschaffen, vielmehr sind die Krystalle, wie das durch die fleischrothe, gelbbraune oder weissgelbe Färbung und den matten Glanz schon äusserlich angezeigt wird, der Zersetzung und Umwandlung stark anheimgefallen. Nicht selten geben sie Anlass zu den schönen, wohlbekannten Pseudomorphosen von Kaliglimmer nach Mikroklin, die durch G. Rose[1]) und G. vom Rath[2]) eine erschöpfende Behandlung erfahren haben, auch erlangen sie durch nachträgliche, aber sehr gewöhnliche Auslaugung des Natronsilicats in Form von Albit ein zerfressenes Aussehen. Ablagerungen von 1—2 mm dicken Schichten von Eisenrahm, Ueberkrustungen von Albit und Epidot sind gleichfalls sehr gewöhnliche Erscheinungen.

Wie später, bei Besprechung der Structurformen dieser Ganggebilde, noch ausführlicher erwähnt werden wird, treten namentlich an den Grenzen der das Gestein durchziehenden Drusenhöhlungen Feldspath und Quarz in schriftgranitischer Verwachsung zusammen. Bei sehr vielen der grösseren Mikroklinkrystalle setzt sich selbst bis in das Innere derselben diese schriftgranitartige Verwachsung fort, so dass nur die peripherischen Theile nicht mit Quarz vermengte Feldspathsubstanz darstellen. Dies ist eine Erscheinung, die an den analogen Vorkommnissen von Elba[3]), aus dem Granulitgebiete Sachsens[4]) und auch aus den Harzburger Granitgängen[5]) hervorgehoben ist; sie ist übrigens auch noch an anderen Feldspäthen zu beobachten, wie z. B. an denen der granitischen Gänge von Mursinsk, an manchen Amazonensteinen von Pike's Peak u. s. w. Auch die von G. vom Rath[6]) angeführte und wegen ihrer Constanz nicht wohl als zufällig zu deutende Erscheinung, dass an den Krystallen diejenige Seite, auf der die Fläche x liegt, frei ausgebildet ist, während die Seite mit der Basis P mehr oder weniger durch Aufwachsung verborgen ist, lässt sich häufig

---

[1]) G. Rose, Ueber die Pseudomorphosen des Glimmers nach Feldspath etc., Pogg. Ann. Bd. 80. pag. 121 ff. 1850.

[2]) G. vom Rath, Ueber den pseudomorphischen Glimmer von Lomnitz, ibid. Bd. 98. pag. 280 ff. 1856.

[3]) G. vom Rath, l. c. pag. 652.

[4]) H. Credner, l. c. pag. 158.

[5]) A. Streng, Feldspathstudien, N. Jahrb. 1871. pag. 719.

[6]) G. vom Rath, l. c. pag. 654.

an den Hirschberger Mikroklinen, wie auch an den Orthoklasen der sächsischen Gänge [1]) beobachten.

Die schon vielfach eingehend beschriebene Eigenthümlichkeit, dass die in den Drusen aufgewachsenen grossen Feldspäthe bei der Verwitterung längs der Vertical- oder Makroaxe gefurcht werden [2]), findet sich auch an den in Rede stehenden Mikroklinen in sehr deutlicher Ausbildung.

Dass die Feldspäthe aus den Drusenräumen der Hirschberger Ganggranite Mikroklin seien, wurde bereits von Des Cloizeaux [3]) behauptet und wird durch die nachfolgenden mikroskopischen und krystallographischen Untersuchungen bestätigt. Doch stimmen die von mir beobachteten Details des mikroskopischen Bildes sehr wenig mit der Beschreibung Des Cloizeaux's überein. Ich führe deshalb letztere hier wörtlich an mit der Bemerkung, dass die von Des Cloizeaux geschilderten Verhältnisse nur vereinzelt vorhanden sein können, da unter den Mikroklinen, die ich gleichfalls von Schwarzbach untersucht habe, dieselben in keinem Falle wiederum in derselben Weise beobachtet wurden. Indem Des Cloizeaux von einem gelblich braunen Bavenoer Zwilling von Schwarzbach zuletzt spricht, bemerkt er über den Aufbau desselben in Parenthese [4]):

„Des lames excessivement minces, parallèles à la base de ce dernier cristal et de ceux de Baveno, possèdent exactement la même structure; elles paraissent composées d'une pâte d'orthose grisâtre, au milieu de laquelle sont disséminées de petites inclusions d'albite et de longues bandes de microcline transparent, disposées en deux séries hémitropes l'une par rapport à l'autre et se croisant sous des angles de 115° à 116°, de manière à dessiner deux, trois, ou quatre côtés de parallélogrammes dont la petite diagonale serait parallèle à l'arête p g[1]" (P/M).

Die von mir mikroskopisch untersuchten Mikroklinkrystalle stammen von den Localitäten Schwarzbach und Lomnitz.

### Schliff parallel der Basis P.

Ohne Anwendung von Nicols stellt sich der Schliff als eine weisslich trübe Fläche dar, die nicht selten von helleren, mehr oder weniger langgestreckten und unregelmässig geformten

---

[1]) H. Credner, l. c. pag. 127.

[2]) G. vom Rath, l. c. pag. 657. H. Credner, l. c. pag. 158.

[3]) Des Cloizeaux, Mémoire sur l'existence, les propriétés optique et cristallographiques, et la composition chimique du microcline etc.; Ann. de Chimie et de Physique 1876. pag. 433.

[4]) Des Cloizeaux, l. c. pag. 443.

Partieen, und nur undeutlich parallel angeordnet, unterbrochen werden.

Bei gekreuzten Nicols nimmt durch den Unterschied in der Färbung die Zahl dieser Einlagerungen beträchtlich zu, die sich durch den polysynthetischen Zwillingsbau und durch ihre Auslöschung von 3°—4° als Albitschnüre erweisen (cf. Fig. 3. Taf. XVII.).

Die Menge des Albits ist eine sehr beträchtliche, an manchen Stellen des Schliffs wiegt ersterer sogar an Masse vor, doch hat das wohl darin seinen Grund, dass an diesen Stellen die Ebene des Schliffs gerade eine albitische Lage des Krystalls geschnitten hat. Ueber die relative Menge der albitischen Beimischung erlauben die Analysen G. vom Rath's [1]) der Drusenfeldspäthe von Lomnitz ein Urtheil, nach welchen der Natrongehalt derselben 3,01 pCt., der Kaligehalt 11,12 pCt. beträgt.

Von einer lamellaren Verwachsung des Albits mit dem Mikroklin ist im Allgemeinen nicht zu reden, weit eher von unregelmässigen linsenartigen Einlagerungen, die sich allerdings in die Länge ausdehnen können und dadurch wirkliche Banden von Albit hervorbringen. Doch ist dies wohl nur der Eindruck, den man in Folge eines schon stark verwitterten Materials empfängt, und der sich bei frischem Material anders gestalten würde. An einzelnen frischeren Stellen bemerkt man nämlich ein streng paralleles, scharf begrenztes Alterniren von trüben und hellen Streifen, d. h. abwechselnde Mikroklin- und Albitlamellen genau so, wie es Des Cloizeaux in seiner citirten Arbeit in Fig. 1, pag. 445 abbildet, mit dem einzigen Unterschied, dass an den Hirschberger Krystallen kein doppeltes System von sich kreuzenden Banden vorhanden ist.

Dass dieser durch scharfe Banden von Albit und Mikroklin repräsentirte Zustand das erste Stadium in der Erhaltung des Feldspaths darstelle, scheint mir nicht wahrscheinlich. Wenn sich auch wegen Mangels an völlig frischem Material nicht nachweisen lässt, dass aus einer homogenen Feldspathmasse sich durch molekulare, d. h. paramorphe Umsetzung Albit ausgeschieden hat, so wird doch auch durch den Umstand, dass, je matter das Aussehen des Krystalles ist, d. h. je mehr er unter der Einwirkung von wässerigen Lösungen gestanden hat, desto mehr die Zahl der Albitschnüre zunimmt, einigermaassen wahrscheinlich gemacht, dass der Albit als solcher auch den Mikroklinen einmal fremd gewesen ist und erst nachträglich entweder durch molekulare Umlagerung des Natronsilicats oder

[1]) G. vom Rath, Ueber die pseudomorphen Glimmer von Lomnitz. Pogg. Ann. 98. 1856. pag. 283.

durch spätere Infiltration desselben sich ausgeschieden hat. Wie bereits erwähnt, hält auch G. vom Rath[1]) eine spätere Ansiedelung des Albits für wahrscheinlicher als eine gleichzeitige Entstehung mit dem Kalifeldspath.

Dass thatsächlich noch Albitsubstanz infiltrirt ist, geht auch wohl daraus hervor, dass namentlich an jenen Stellen, wo der Quarz den Feldspath durchspickt, also in dem schriftgranitischen Krystallkern, eine besonders reichliche Ausscheidung des Albits stattgefunden hat, weil ihm durch die Quarzstengel das Eindringen und der Absatz erleichtert worden ist.

Ausserdem kann man sich bei den unregelmässigen Contouren der Albiteinlagerungen und dem innigen Hineingreifen derselben in die Substanz des Mikroklins gar nicht des Eindrucks erwehren, als ob nicht auch ein Theil des Albits auf pseudomorphem Wege entstanden sei, d. h. circulirende, Natronsilicat haltende Flüssigkeiten haben innerhalb des Mikroklins Theile desselben fortgeführt und an deren Statt Albit abgesetzt.

Der Albit ist im Vergleich zu dem sogleich weiter zu erörternden Mikroklin ausserordentlich frisch, und diese intacte Beschaffenheit gegenüber dem intensiv angegriffenen Mikroklin lässt es unwahrscheinlich erscheinen, dass die den Krystallen des letzteren aufsitzenden Albite und Krusten desselben Minerals nur Auslaugungsproducte des Mikroklins seien. Zum Theil und im untergeordneten Maasse mag dies wirklich der Fall sein, zum grösseren Theile dürften aber die Albite, welche auch in selbstständigen, in die Drusenräume hineinragenden Krystallen und in beträchtlichen, rosettenartig gruppirten Massen vorkommen als Auskrystallisirungen aus albithaltigen, das ganze Gestein durchziehenden und aus dem an Natron reichen Nebengestein stammenden Lösungen anzusehen sein.

Gegen eine Extraction des Albits aus dem darunter sitzenden Kalifeldspath spricht auch der von Scharff[2]) erhobene Einwand, dass die Gruppirung der Albitkrystalle in den meisten Fällen nicht parallel den Verwitterungsfurchen, wie man doch erwarten sollte, sondern in der Richtung der Verticalaxe erfolgt ist.

Der in den Mikroklin eingelagerte Albit ist stets aus Zwillingslamellen aufgebaut, die, nach dem gewöhnlichen Gesetz mit einander verbunden, nicht immer regelmässig gestaltet sind, sondern sich oft auskeilen und unbestimmt gegen einander absetzen. Zuweilen fehlen auch in grösseren Partieen des Albits

---

[1]) G. vom Rath, l. c. pag. 657.

[2]) Scharff, Ueber die Bauweise des Feldspaths, Abhandl. der Senckenb. Ges. 1869.

die Zwillingslammellen nahezu ganz oder kommen nur als vereinzelte Leisten darin vor. Doppelte Zwillingsbildung hat nicht statt.

Was nun die Mikroklinsubstanz selbst anlangt, so ist sie stets mit trübgrauen, strich- und punktartigen Zersetzungsproducten angefüllt, die man im Allgemeinen auf Kaolin zu deuten haben wird. Die starke Zersetzung der Krystalle erschwert die Bestimmung des Auslöschungswinkels mit der Kante P/M und damit die sichere Erkennung des Minerals als Mikroklin ungemein, dennoch gelingt es mit hinreichender Schärfe an den besser erhaltenen Mikroklinen von Lomnitz im Dünnschliff parallel der Basis diese Auslöschung zu 15° — 16° zu bestimmen, zugleich lehren die basischen Schliffe, dass die Mikroklinsubstanz in mehr oder minder grosse, unregelmässig conturirte Fetzen zerfällt, deren Minimum der Lichtintensität bald links, bald rechts der Kante P/M eintritt, dass diese somit nach demselben Gesetz wie die albitischen Einlagerungen verzwillingt sind. Während man allerdings für gewöhnlich nicht die Zwillingsnähte erblickt, weil diese, wie es in so vielen Fällen an den Plagioklasdurchschnitten eruptiver Gesteine zu beobachten ist, auch hier meistens durch die begonnene Zersetzung verwischt wurden, gelingt es bei gehöriger Aufmerksamkeit in einzelnen Partieen die Zwillingsgrenzen zu erkennen. Im Allgemeinen weicht der Habitus der Mikroklinverzwillingung von der des Albits nicht ab, nur ist zu bemerken, dass das Zusammenschrumpfen der einzelnen polysynthetischen Individuen zu schmalen, in einander gekeilten Leisten beim Mikroklin nicht so häufig ist wie das Zusammentreten von nach Länge und Breite mehr ausgedehnten, fleckenartigen Partieen zu Zwillingen.

Eine Durchdringung unter irgend welchem Winkel von zwei Systemen polysynthetischer Zwillingsreihen, wodurch die charakteristische Gitterstructur des Mikroklins bedingt wird, hat bei den besprochenen Krystallen nicht statt.

Auf Präparaten, die dem Klinopinakoid parallel gehen, findet sich der Albit in grösseren, unregelmässig gestalteten Einlagerungen, an denen sich das Einhalten einer bestimmten Richtung längs der Kante T/M nur schwer erkennen lässt (cf. Fig. 3. Taf. XVII.). Zwillingsstreifung ist nicht vorhanden. Er unterscheidet sich von dem Mikroklin durch sein frischeres Aussehen und seine sicher zu bestimmende Auslöschung von 18° — 20° zur Kante P/M, während der durch punktartige Zersetzungsproducte getrübte, sonst aber einheitliche Mikroklin eine Auslöschung von 5° zur selben Kante erkennen lässt.

Darf man sich in allen Fällen auf das Kriterium des Auslöschungswinkels verlassen, so finden sich auch undeutlich gegen den Mikroklin verschwimmende Partieen von Orthoklas in dem Dünnschliff, der in der Richtung der Längsfläche geschnitten ist, da sich an einigen Stellen desselben ein Auslöschungswinkel von 11° beobachten lässt. Bei Nichtbenutzung des Analysators unterscheidet sich, wie erwähnt, der Mikroklin durch seine Trübung vom Albit, unter denselben Umständen hebt sich der Orthoklas vom Albit nicht ab, auch bei gekreuzten Nicols und Einstellung des Mikroklins auf Dunkel machen Albit und Orthoklas den Eindruck einer einheitlichen Masse. Anders dagegen ist es, wenn man entweder den Albit oder den Orthoklas auf Dunkel stellt, dann erscheint das andere Mineral etwas erhellt, allerdings nicht viel, da die Richtung zweier entsprechender Elasticitätsebenen nur um 18°—11° = 7° abweicht.

Der Albit. Das Vorkommen des Albits als Einlagerung im Orthoklas und Mikroklin ist bereits erörtert worden; über die Erscheinungsform des Albits als Ueberzug auf und in gesetzmässiger Verwachsung mit dem Mikroklin wird die krystallographische Untersuchung des Albits im Anhange Rechenschaft geben. Hier soll er nur in wenigen Worten nach seiner Bedeutung als Gemengtheil der Ganggranite und in seiner petrographischen Eigenart beschrieben werden.

Wie in den granitischen Gängen des Granulitgebietes, so geht auch in den Hirschberger Ganggraniten die Mineralcombination Orthoklas, Quarz mit spärlichem Biotit in die Combination Albit, Quarz über. Eingeschalteter Glimmer ist eine grosse Seltenheit. Fast ausnahmslos findet mit der Aggregation von Albit und Quarz auch der Uebergang aus der regellos körnigen Structur in die schriftgranitartige statt. Namentlich in der Nähe der Drusenräume häuft sich dieser albitische Schriftgranit zu ganz beträchtlichen Massen an. Gewöhnlich liegen die eingeschalteten und horizontalgestreiften Quarzstengel mit ihrer Längenausdehnung der Fläche P nahezu parallel, sodass sich in diesen Schriftgraniten eine deutliche Spaltbarkeit bemerkbar macht. Der Albit ist immer weiss gefärbt und an seiner Zwillingsstreifung leicht als Glied der Plagioklasreihe kenntlich. Unter dem Mikroskop jedoch beobachtet man vielfach, dass ausgedehnte Partieen desselben jeder Zwillingsstreifung entbehren. Dadurch wird auf's Neue bewiesen[1]), dass

[1]) Lossen, diese Zeitschr. 1879. pag. 441. — Schuster, Tschermak's Mitth. 1880. pag. 151. — Von Streng, N. J. 1871. pag. 723. werden aus den Harzburger Gängen ähnliche Albitmassen beschrieben, die gleichfalls ungestreifte Partieen enthalten, welche letztere Streng

auf das Fehlen der Zwillingslamellen hin der Schluss auf die Nichtangehörigkeit des betreffenden Feldspaths zur Plagioklasreihe unberechtigt ist.

Sonst beobachtet man an den derben Albiten auch wohl doppelte Zwillingsbildung, welche an den den Mikroklinen aufsitzenden Krystallen und den eingelagerten albitischen Schnüren fehlen.

Als accessorische Gemengtheile der Ganggranite scheinen der Auslöschung nach auch noch Plagioklase anderer Sättigungsstufen als der Albit vorzukommen, doch stets nur eingemengt im dichten Gestein, nie ausgeschieden in den Drusen.

Der Quarz in den Hirschberger Ganggraniten ist dasjenige Mineral, welches durch seine ausserordentliche Aehnlichkeit in allen Beziehungen mit den Quarzen von Elba und aus dem Granulitgebiete Sachsens am meisten dazu drängt, für alle drei Vorkommnisse gleiche Entstehung zu vindiciren. Was H. Credner [1]) bei Besprechung des Quarzes aus den Lunzenauer Gängen über denselben aussagt, lässt sich auch Wort für Wort auf den des Hirschberger Ganggranites anwenden.

Als Gemengtheil der Granite bedarf der Quarz keiner Besprechung, da er sich durch nichts von dem gewöhnlichen Auftreten der Kieselsäure in ähnlichen Gesteinen auszeichnet. Anders verhält es sich mit den auf den Drusenräumen ausgeschiedenen Quarzen. Die Krystalle desselben sind mehr oder weniger gut ausgebildet und von sehr variabler Grösse. Der Flächenreichthum derselben ist nicht sehr gross, gewöhnlich sind nur $\infty$R, +R, —R zur Entwickelung gelangt, Trapez- und Rhombenflächen sind sehr vereinzelt anzutreffen und scheinen nur auf gewissen Drusenräumen und unter gewissen paragenetischen Verhältnissen vorzukommen. Dagegen ist das Auftreten spitzerer Rhomboëder, die ein treppenartiges Absetzen des Quarzes bewirken, weit häufiger.

Unter den Quarzkrystallen aus den Drusenräumen der Ganggranite muss man scharf zwischen zwei Arten unterscheiden; zwischen solchen, die zu gleicher Zeit mit dem Mikroklin gebildet wurden und zweifelhafter Entstehung, sei es durch die Kraft des Feuers oder des Wassers, sind und zwischen solchen, die zweifellos späteren und wässerigen Ursprungs sind. Namentlich die ersteren sind es, bei denen ausser $\infty$R, +R und —R und alternirenden spitzen Rhomboëdern keine andere Flächen entwickelt sind. Gewöhnlich sind sie von trüber, hell-

---

aber eben des Mangels der Riefung wegen für Orthoklas hält. Aus der Beschreibung dürfte jedoch hervorgehen, dass dennoch Albit vorliegt.

[1]) H. Credner, l. c. pag. 110 - 112.

grauer Farbe mit matter und unebener Oberfläche und mit einem Ende auf den Wandungen der Drusenräume festgewachsen.

Die Quarze der anderen Art von wasserklarer, gelblicher bis rauchbrauner Färbung kommen in selbstständigen, oft an beiden Enden ausgebildeten Krystallen vor, meist aber bilden sie einen wasserhellen, stark glänzenden Ueberzug über jenen Quarz der ersten Art. Diese jüngere Generation der krystallisirten Kieselsäure ist, wenn sie ältere Krystalle bedeckt, oft noch durch eine nicht continuirliche Hülle von Eisenrahm oder durch einzelne Eisenglanzblättchen von den letzteren getrennt, oft liegt auch der spätere Ueberzug nicht ganz fest auf, wenigstens machen sich stellenweise Newton's Farbenringe bemerkbar.

Man wird wohl nicht irren, wenn man die Kieselsäure, die zur Bildung dieser jüngeren Quarze nöthig war, als ein Product der Mikroklinverwitterung ansieht. Der Mikroklin setzt sich unter Abscheidung von Kieselsäure in Kaliglimmer um, und deren Lösung liefert das Material für den glänzenden Ueberzug auf älteren Krystallen, zu neuen Krystallbildungen, die in grosser Zahl aus dem in den Drusenräumen vorhandenen Schutt, der entweder aus einer thonigen Masse oder aus Eisenrahm besteht, herausgeklaubt werden können, und dient ferner dazu, die Bruchstellen losgelöster, älterer Quarzkrystalle durch viele aufgesetzte Dihexaëder zu vernarben. Das Vorkommen abgebrochener und mit unregelmässigen Bruchflächen versehener Quarze in den Drusenräumen granitischer Gänge ist allbekannt und wird auch von H. Credner und G. vom Rath angeführt. Das unregelmässige Aussehen der Bruchstellen, die den Eindruck machen, als wären die Krystalle mit Gewalt abgebrochen worden, lässt sich dadurch erklären, dass die Quarzkrystalle ursprünglich an den Mikroklinen Halt fanden, diesen aber, als letztere zu einem eisenschüssigen Thon verwitterten, einbüssten und abbrechen mussten. Ich will nicht unerwähnt lassen, dass die mit dem Mikroklin verwachsenen Quarze sehr häufig mit diesem in einem gesetzmässigen Zusammenhang stehen, derart, dass entsprechende Rhomboëderflächen der aus dem Feldspath herausgewachsenen Quarzkrystalle sich unter einander parallel stellen und auch annähernd den anliegenden Feldspathflächen parallel gehen. [1])

Alle Quarze, sowohl der aus dem Gestein selbst, als die Krystalle aus den Drusenräumen, sind durch die Menge von Flüssigkeitseinschlüssen, nicht selten in Verbindung mit einer unbeweglichen Libelle ausgezeichnet. Die der jüngeren Generation angehörigen Quarze zeigen ausserdem noch Einschlüsse

---

[1]) G. vom Rath, l. c. pag. 659.

von kirschrothem Granat in gut messbaren Formen 2O2, seltener von Rutil. Auch der merkwürdige Umstand, dass nach G. vom Rath [1]) sowohl als nach H. Credner [2]) manche der in den von ihnen beschriebenen Ganggraniten die Tendenz zu einer bevorzugten Ausdehnung zweier Säulenflächen und der darüber liegenden Rhomboëderflächen zeigen, wodurch meisselförmige, an Topas erinnernde Krystallgestalten entstehen, ist eine ziemlich verbreitete Erscheinung am jüngeren Quarz der Hirschberger Ganggranite.

Ueber den Biotit als letztes der wesentlichen Mineralien der Ganggranite lässt sich wenig sagen; irgend welche Eigenthümlichkeiten, die nicht allerorten vorkämen, hat er nicht aufzuweisen. Seine Farbe ist grünlich schwarz bis ganz schwarz. An Menge tritt er im Gegensatz zum Orthoklas und Quarz zurück, ja verschwindet oft völlig aus dem Gesteinsgemenge, wobei dieses dann schriftgranitartig wird. In den ganz feinkörnigen Graniten erscheint er in regellosen Blättchen, gewöhnlich kommt er aber in flachen, keilförmigen Gestalten vor oder bei pegmatitischer Ausbildung der Structur in grossen Blättern und Tafeln, die sich kastenartig zusammenlegen und in den dadurch gebildeten Hohlräumen Quarz und Orthoklas umschliessen.

Von accessorischen Mineralien ist der Kaliglimmer als stetes Umwandlungsproduct des Mikroklins am häufigsten und deswegen auch auf die Drusenräume beschränkt.

Die Umwandlung des Mikroklins von Lomnitz in Kaliglimmer ist in einer älteren Arbeit G. vom Rath's [3]) eingehend erörtert worden und der Gang der Verwitterung durch Analysen daselbst klar gelegt. Da dieser detaillirten Arbeit nichts hinzuzufügen ist, so begnüge ich mich einfach mit dem Hinweis auf dieselbe. Erwähnenswerth ist nur, dass, wie die mikroskopische Untersuchung lehrt, der Uebergang des Mikroklins in den Kaliglimmer völlig unvermittelt ist. Aus der Masse des Feldspaths heben sich die Muskovitschüppchen, die meist sehr schön radial angeordnet sind, mit scharfen Umrissen ab. Die diese Umwandlung begleitende Ausscheidung von Kieselsäure wird unter dem Mikroskop nicht wahrgenommen. Dieselbe muss demnach sogleich fortgeführt und zum Aufbau der der jüngeren Generation angehörigen Quarzkrystalle verwendet sein. Ausser den schuppenartigen Aggregaten kommen auf den Drusenräumen auch noch dunkelbraune, in dünnen Tafeln durchsichtige Krystalle von Muskovit vor. Die optische Axen-

[1]) G. vom Rath, diese Zeitschr. 1872. pag. 650.
[2]) H. Credner, l. c. pag. 111 u. 115.
[3]) G. vom Rath, Pogg. Ann. Bd. 98. 1856. pag. 280.

ebene derselben liegt im klinodiagonalen Hauptschnitt und der scheinbare Winkel der optischen Axen beträgt 63° — 65°. Bei der unebenen Oberfläche der Spaltblättchen liessen sich weitere optische Untersuchungen nicht anstellen.

Daneben finden sich auf den Drusenräumen noch blättrige und grossschuppige Aggregate von silbergrauem bis leicht röthlichem Lepidolith, ferner vereinzelt violblauer Flussspath und Corund. Letzteres Mineral tritt gewöhnlich in Krystallen von der Form ∞P2, oR auf, zu der zuweilen noch R sich hinzugesellt. Der Rabenstein bei Wolfshau war bis vor einigen Jahren eine ergiebige Fundstätte dieses sonst seltenen Minerals. Entweder wasserhell oder blau gefärbt, wird es dadurch merkwürdig, dass dasselbe stets im Mikroklin eingebettet ist, welcher einen schmalen Kranz oder Ring um die Corundkrystalle bildet. In diesem Mikroklinringe liegen selbst noch wiederum kleine sechsseitige Täfelchen von Biotit ausgeschieden. — An demselben Fundorte kommt auch Apatit in weissen sechsseitigen Tafeln vor.

Interessant und charakteristisch ist für die Ganggranite des Hirschberger Thales der grosse Reichthum an titanhaltigen Mineralien. Ausser den drei Gliedern der trimorphen $TiO_2$-Gruppe findet sich noch rhomboëdrisches Titaneisen.

Die erste Kenntniss von dem Vorkommen des Brookits und des Anatases in den Drusenräumen des Granits verdanken wir Brücke[1]), der dieselben im sogen. grünen Busch östlich von Hirschberg auffand. Das Vorkommen derselben beiden Mineralien am Rabenstein wurde von Klette[2]) nachgewiesen. — Der Brookit tritt in kleinen, braunen, nur unter der Lupe erkennbaren Täfelchen auf. Der Anatas erscheint in eisenschwarzen Pyramiden mit horizontaler Streifung. Unter den von Klette beobachteten Krystallen fand sich einer von 6 mm Länge. Die dritte Modification der Titansäure war bislang aus dem Ganggranit noch nicht bekannt.[3]) Das einzige Stück, das mir davon zu Gesicht kam, lag in der Sammlung des Herrn Mende in Lomnitz und war in einem wasserklaren Bergkrystall eingeschlossen. Es stellte etwa 6 mm lange nadelförmige Zwillinge dar, analog dem ähnlichen Vorkommen des Rutils im Bergkrystall vom St. Gotthardt.

Das rhomboëdrische Titaneisen findet sich in über 3 cm grossen, linsenförmig gekrümmten Tafeln eingesprengt

---

[1]) Diese Zeitschr. Bd. I. pag. 81.

[2]) Ibid. Bd. XXVII. pag. 442.

[3]) Klette beschreibt a. a. O. auch Rutil in Krystallen aus dem Gebiet des Riesengebirges. Diese finden sich aber im Glimmerschiefer bei Aupa am Südabhange des Riesengebirges.

in den Granit des Rabensteins, namentlich da, wo derselbe zur pegmatitischen Structur hinneigt. Bei der Zersetzung geht es in ein rostbraunes, erdiges Product über.

In Bezug auf die übrigen zahlreichen, aber nur sehr selten gefundenen, accessorischen Mineralien begnüge ich mich mit einer einfachen Aufzählung, die ich J. Roth's „Erläuterungen zur geognostischen Karte Niederschlesiens etc. pag. 63" entnehme.

Eisenglanz in Form von Eisenrahm füllt namentlich die kleineren Drusenräume fast vollständig an; Magneteisen in grösseren Krystallen und in kleineren derben Partieen ist selten.

Fergusonit, Monazit, Ytterspath, kleine Zirkon- oder Malakon-artige Krystalle mit Titaneisen am Stockelshübel bei der Josephinenhütte. Gadolinit, begleitet von Monazit und Ytterspath, an den Kochelwiesen bei Schreiberhau. [1])

Uranit und Eisenglanz am Hummelsberge bei Rohrloch, westlich von Kupferberg. [2])

Uranpecherz, Uranocker am Rabenstein bei Wolfshau.

Uranpecherz, Uranophan, Chalkolith, Molybdänbleispath, Tellurwismuth, Wismuthglanz, Silberglanz. [3])

Die Structurformen der Ganggranite. Trotz der äussersten Verschiedenheit in der Structur, je nach der Angehörigkeit zu dem einen oder dem anderen Gange, der Mächtigkeit des Ganges und der mehr oder minder grossen Entfernung von den Salbändern, giebt es doch an den granitischen Gängen des Hirschberger Thales einige constante Momente, die überall in gleicher Weise in die Erscheinung treten. Es sind dies die eigentlich niemals völlig unterdrückte, gesetzmässige (schriftgranitartige) Verwachsung des feldspathigen Gemengtheils und des Quarzes, das spärliche Auftreten des Biotits und der Reichthum an Drusenhöhlungen. Diese Eigenthümlichkeiten verwischen sich nur da theilweise, wo der Granit in wenig mächtigen Adern auftritt oder wo in der Mitte eines mächtigen Ganges eine grobkörnige, pegmatitische Structur zur Entwickelung gelangt ist. Im ersten Falle erscheint das Gestein dem Auge wie ein feinkörniger Granitit, unter dem Mikroskop jedoch, bei Anwendung der Nicols, giebt sich auch hier die regelmässige Interposition von Quarzkryställchen in ein grösseres, einheitlich erscheinendes Feldspathgewebe kund.

---

[1]) M. Websky, diese Zeitschr. Bd. XVII. pag. 566. Gadolinit wurde auch von mir in einem Ganggranite zwischen Erdmannsdorf und Stonsdorf gefunden.

[2]) M. Websky, ibid. Bd. X.

[3]) M. Websky, ibid. Bd. V. pag. 398 und Bd. XI. pag. 384.

Im anderen Falle dagegen wird die schriftgranitische Structur weit mehr aufgehoben, ja verschwindet völlig. Doch geschieht dies nie plötzlich, sondern durch allmähliches Uebergehen aus der einen Structurmodification in die andere. Zunächst scheiden sich aus dem Schriftgranit grössere, bis centnerschwere Feldspäthe aus, die nicht mehr von Quarzstengeln durchwachsen sind; alsdann, erst mehr in der Mitte des Ganges, verliert auch der Quarz seine stengeligen Formen, und es entsteht durch die gleichfalls in's Grosse gewachsenen Dimensionen des Glimmers jene Structurvarietät des Granits, die man als Riesengranit oder Pegmatit bezeichnet. Charakteristisch ist es, dass bei dieser pegmatitischen Ausbildung die Zahl der accessorischen Gemengtheile bedeutend zunimmt.

Die Tendenz zu einer regelmässigen Anordnung der Gemengtheile dokumentirt sich auch durch das Auftreten grösserer, sphäroidaler Absonderungen, bei denen die sogen. Granophyrstructur, die gewöhnlich sonst erst unter dem Mikroskop hervortritt, mit blossem Auge erkannt werden kann. Auch hier ist der Uebergang aus der schriftgranitischen Structur zu der kugeligen kein unvermittelter, sondern derselbe tritt ganz allmählich ein, wie es sich besonders schön am Rabenstein beobachten lässt.

Diese Kugeln haben schon sehr früh die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich gezogen; so erwähnt L. v. Buch sie in seinen „Geognost. Beobachtungen auf Reisen durch Deutschland und Italien, 1802". [1]) Ausser dem Auftreten dieser kugeligen Absonderungen am Kynast, sind dieselben durch G. Rose [2]) auch noch von Schwarzbach bekannt geworden, an welcher Localität sie in besonderer Schönheit ausgebildet sind und einem etwa 6 m mächtigen Gange, nicht weit vom Krötenloch, eingelagert sind. Auch bei Schmiedeberg sollen sie vorkommen. Der Durchmesser der Kugeln schwankt zwischen 10 cm und 15 cm. Sie sind gewöhnlich gegen das umgebende Gestein scharf abgesetzt, so dass sie sich herauslösen lassen; oft liegen sie so dicht neben einander, dass sie sich in ihrer Ausbildung gestört haben. Durchschneidet man dieselben, so kann man deutlich mehrere Zonen unterscheiden. Die innerste Zone, der Kern, wird von einem einzelnen Feldspath oder einem

---

[1]) Es heisst daselbst pag. 16: „Man sieht nicht selten und nicht ohne Ueberraschung in den steilen Felsen, die in unzähliger Menge sich 20, 30 und 40 Fuss hoch in der Ebene zwischen Warmbrunn, Schmiedeberg und Hirschberg erheben, aus der Masse völlig gerundete Kugeln hervorsehen, die wie durch Kunst darinnen befestigt scheinen; sie sind von 2 und 3 Zoll Durchmesser bis zu 12 Zollen und $1^1/_2$ Fuss, wie Kanonenkugeln in durchschossenen Mauern."

[2]) G. Rose, Pogg. Ann. Bd. 56. pag. 624.

Aggregat von Feldspathzwillingen eingenommen. Die Anfertigung orientirter Schliffe war unmöglich und deshalb eine Entscheidung, ob Orthoklas, ob Mikroklin vorlag, nicht zu treffen. Gitterstructur ist nicht vorhanden, dagegen sind die Feldspäthe reichlich von Albitadern durchzogen.

Die zweite concentrische Zone bildet den Begrenzungsrand um den Kern und besteht aus einem körnigen Gemenge von Oligoklas und Biotit, sie geht unmittelbar in die dritte und breiteste Zone über, die sich als schriftgranitartiges Gemenge von Orthoklas und Quarz mit spärlichen und kleinen Glimmertäfelchen präsentirt. Der Orthoklas enthält schmale und unregelmässige Albitschnüre und bildet die Hauptmasse dieser Zone. In ihn sind die langgestreckten Quarze eingewebt, deren Längsrichtungen allerdings zuweilen wie von einem Mittelpunkt ausstrahlen; meist liegen die Quarzstengel jedoch regellos durcheinander. Auch Partieen von Orthoklas, Quarz und Glimmer in gemein-körniger Anordnung finden sich innerhalb dieser Zone, so dass von einer eigentlichen radialstrahligen Structur der Kugeln nicht die Rede sein kann. Nach der Peripherie der Kugeln nehmen die Gemengtheile an Grösse zu und Biotit in keilförmigen Gestalten mit nach dem Mittelpunkt gerichteter Stellung tritt in reichlicherer Menge ein.

Ausser der schriftgranitischen, der massig-grosskrystallinischen und der sphäroidischen Structur lässt sich, wenn auch nur undeutlich und untergeordnet, eine symmetrisch-lagenförmige Structur mancher Gesteinspartieen nicht verkennen, die in nicht allzu mächtigen Gängen z. B. in den sog. Abruzzen zwischen Hirschberg und Warmbrunn auftritt und deren Eigenthümlichkeit darin besteht, dass von den Salbändern nach der Gangmitte zu ein anfänglich allmähliches, später abruptes Anwachsen in der Korngrösse der Gemengtheile stattfindet.

Eine symmetrisch-lagenförmige Structur bedingt durch ein schichtenartiges Alterniren bald des einen, bald des anderen Gemengtheiles dürfte wohl nirgends an den Hirschberges Ganggraniten zu beobachten sein, wohl aber treten nicht selten in der Mitte des Ganges accessorische Mineralien in ansehnlicher Menge ein, wodurch gleichfalls eine Art lagenförmiger Structur hervorgebracht wird.

Wie bereits erwähnt, bildet eine weitere charakteristische Eigenthümlichkeit der Ganggranite die grosse Anzahl von Drusenräumen, die das Gestein umschliesst. Das Vorkommen der Drusen ist unabhängig von der Mächtigkeit des Ganges; sie finden sich in wenig mächtigen ebenso zahlreich wie in äusserst mächtigen. Dagegen ist die Mächtigkeit des Ganges von Einfluss auf die Grösse und Gestalt der Drusenräume. Der Durchmesser der letzteren schwankt zwischen wenigen

Millimetern und mehreren Metern. — Ich hatte leider keine Gelegenheit, grössere intacte Höhlungen selbst zu sehen, um die Frage zu beantworten, ob die Wandungen derselben den Salbändern des Ganges im Allgemeinen parallel laufen, was ersichtlich für die Genesis der Gänge von Bedeutung ist.

Die die Drusensäume auskleidenden Mineralien stehen senkrecht auf den Wandungen und gehen unmittelbar und ohne auffälligen Contrast in die compacte Masse des Ganggesteins über. Das Innere der Drusen ist mit thonigem Schutt oder Eisenrahm erfüllt, in denen namentlich Quarzkrystalle liegen.

Kurze Uebersicht ähnlicher Ganggebilde und Zusammenstellung ihrer übereinstimmenden Merkmale. — Im Vorhergehenden ist vielfach Gelegenheit genommen worden, auf die Aehnlichkeit der beschriebenen Ganggebilde mit denen von Elba und Sachsen hinzuweisen und namentlich wurde hervorgehoben, wie dieselben in ihren geognostischen Verhältnissen, nach ihrer Structur und Mineralführung übereinstimmen. Ich habe mich auf die Vergleichung mit diesen beiden gangartigen Vorkommnissen beschränkt, weil die für deren Entstehung geltend gemachten Gründe und durch ausreichende Beweise gestützte Anschauung mir auch die Gesammtheit der an den Hirschberger Gängen zu beobachtenden Eigenthümlichkeiten am besten zu erklären scheint. Somit erübrigt es nunmehr noch, einen kurzen Blick auf ähnliche granitische Gänge [1]) zu werfen, wobei ich im Wesentlichen den von G. vom Rath und H. Credner gemachten Angaben folge.

Am grossartigsten wird der Typus solcher Ganggranite durch die von Sterry Hunt [2]) aus Canada beschriebene Vorkommen vertreten, für welches dieser Geologe die Entstehung aus wässerigen Lösungen betont. Nicht minder typisch sind

---

[1]) In der älteren Literatur finden sich derartige grobkörnige bis pegmatitische Ganggebilde sehr oft als „jüngere Granite", ihres häufigen Durchsetzens anderer Granitmassive wegen, aufgeführt. Man hatte bei Heidelberg (G. Leonhard, Beiträge zur Geologie d. Gegend v. Heidelberg pag. 4) die Beobachtung gemacht, dass von den beiden granitischen Gängen, die den Hauptgranit durchbrechen, der grobkörnige der jüngste sei und verallgemeinerte nun diese Beobachtung für andere Gegenden. So benutzt z. B. Kapp (N. J. 1834. pag. 254 u. 266) dieses durch die Structur gegebene Kriterium, um von den verschiedenen Gängen, die im Carlsbader Granit aufsetzen, den grobkörnigsten für den jüngsten zu erklären, eine Beweisführung, die später allerdings durch die geognostische Untersuchung bestätigt wurde.

[2]) Sterry Hunt, Notes on granitic rocks, Amer. Journ. of Science, 3d series, 1871. Vol. I. und 1872. Vol. III.; ferner desselben Verfassers Aufsatz: On granites and granitic veinstones, Chemical and geol. essays pag. 187 ff. 1875.



die von Hitchcock in seinem „Report of the geology of Massachusetts“ aufgeführten Ganggranite. Auch die durch ihre prächtigen Amazonite ausgezeichneten schriftgranitischen Gänge von Pike's Peak in Colorado gehören in diese Categorie.

Von europäischen Localitäten ist vorzüglich Norwegen reich an analogen Ganggebilden, auf deren Eigenthümlichkeiten von vielen Forschern aufmerksam gemacht wird. So von Naumann in den „Beiträgen zur Kenntniss Norwegens“, von Hausmann in seiner „Reise durch Skandinavien“, von Scheerer in einzelnen Monographien über Hitteroe [1]), in den „Geognostisch-mineralogischen Skizzen, gesammelt auf einer Reise an der Südküste Norwegens“ [2]), zuletzt noch von Kjerulf. [3]) Gerade diese Ganggebilde sind es, denen die meisten der schönen und seltenen skandinavischen Mineralien entstammen und die, wegen ihrer durch das Vorwalten des Feldspathes und des Quarzes bedingten weissen Färbung, im Volksmunde vielfach als „weisse Berge“ bezeichnet werden und an der Küste von Arendal als Seezeichen dienen.

In gleicher Weise sind derartige Gänge am Ural, im Ilmengebirge etc. die Fundstätten der von dorther bekannten, schönen Mineralien.

Ueberall wo in Deutschland grössere Granitmassive oder Urgebirgscomplexe vorhanden sind, da finden sich wiederum analog geartete granitische Gänge ein. Vom Harz sind die bekanntesten Gänge die von Harzburg, deren Uebereinstimmung mit denen von Hirschberg in der schon citirten Arbeit Streng's [4]) deutlich hervortritt. Aus dem ostbayerischen Grenzgebirge [5]) gehören die Gänge von Zwiesel, von Rabenstein, von Tirschenreuth, Maisried, vom Lochberg an der böhmischen Grenze hierher.

Aus Niederschlesien [6]) sind noch zu erwähnen die Gänge von Striegau [7]), der Strehlener Berge, des Zobten, von Schweidnitz, Langenbielau; aus den Alpen die vom St. Gotthard, von Brixen, von Baveno und viele andere mehr.

Auch Frankreich hat derartige Ganggebilde aufzuweisen, so sind besonders typisch die aus der Gegend von Chanteloube

[1]) Pogg. Ann. 56, cf. auch Zschau, N. Jahrb. f. Miner. etc. 1855.
[2]) N. Jahrb. f. Miner. etc. 1843. pag. 631 ff.
[3]) Geologie des mittl. und südl. Norwegens, übersetzt von Gurlt. Bonn 1880.
[4]) N. Jahrb. 1871. pag. 598 ff. und pag. 715 ff.
[5]) Wineberger, Geogn. Beschr. d. bayerischen Waldes 1851, sowie Gümbel, das ostbayerische Grenzgebirge 1868.
[6]) J. Roth, Erläuterungen zu geogn. Karte von Niederschlesien.
[7]) E. Becker, Ueber das Mineralvorkommen im Granit von Striegau 1868.

und Vilate, ebenso fehlen sie in den Pyrenäen nicht, wo ihrer schon CHARPENTIER gedenkt.

Zum Schlusse dieser kurzen Uebersicht mögen hier noch die Gänge aus dem Mourne - District in Irland[1]) eine Erwähnung finden.

Gehen wir nunmehr zu einer übersichtlichen Zusammenstellung aller derjenigen Merkmale über, in den die oben aufgeführten granitischen Gänge übereinstimmen und deren Gesammtheit auf eine gleiche geologische Bildung hinweisen.

Zunächst ist es bemerkenswerth, dass diese Ganggebilde allerorts in Gesteinen aufsetzen, deren chemische Zusammensetzung annähernd dieselbe ist, wie die der Gangausfüllung; es sind Granite, Gneisse, Glimmerschiefer, Thonschiefer, Granulite, gelegentlich auch Syenite, deren Spalten erfüllt sind mit der Mineralcombination Kalifeldspath, Quarz und Glimmer. Dabei ist zu erwähnen, dass je basischer das Hauptgestein ist, um so mehr der Qarz als Gemengtheil im Ganggestein zurücktritt.

Fast überall findet man ferner in der Beschreibung solcher Ganggranite, dass das Streichen derselben sehr variabel, dass ihr Anhalten gering sei, dass man sie „ungeachtet ihrer oft scharfen Grenzen gegen das Nebengestein doch nur Adern vergleichen könne, welche die Gebirgsart durchschwärmen, aber nicht, wie wahre Gänge thun, durchbrechen.“[2])

Noch auffälliger als diese Uebereinstimmung in den geognostischen Verhältnissen ist die in der Mineralführung. Eine grosse Anzahl von Mineralien sind allein auf solche Gänge beschränkt.

Der Kalifeldspath, der theils als Mikroklin — dahin gehören die meisten Drusenfeldspäthe vom Ural — theils als Orthoklas[3]) — z. B. auf Elba nach DES CLOIZEAUX — ausgebildet ist, zeigt stets eine perthitartige Verwachsung durch eingelagerte Albitschnüre. Als Amazonit kommt er nur auf diesen Gängen vor.

Der Quarz dieser Gänge ist ausgezeichnet durch das Auftreten zahlreicher seltener Flächen und gewöhnlich auch durch den Aufbau aus älteren und jüngeren Lagen.

Der Biotit erscheint in tombakbraunen Tafeln und Blättern und legt sich zu kastenartigen Räumen zusammen, die von Quarz und Feldspath ausgefüllt sind, wodurch eine Structur

---

[1]) HAUGHTON, Quart. Journ. of the geol. soc. Vol. XII. 1856.

[2]) SCHEERER, Geogn.-mineral. Skizzen, N. Jahrb. 1843. pag. 659.

[3]) Es würde eine interessante Aufgabe sein, die in den Drusen auftretenden Kalifeldspäthe dieser Gänge auf ihre etwaige Mikroklinnatur zu untersuchen. Die meisten der von DES CLOIZEAUX beschriebenen Mikrokline entstammen solchen Gängen.

hervorgerufen wird, deren NAUMANN [1] als einer eigenthümlichen polyëdrischen Absonderung des Granites gedenkt.

Neben diesen überall in gleicher Weise auftretenden Gemengtheilen sind andere Mineralien als besonders charakteristisch für diese Gänge aufzuführen.

Dahin gehören zunächst die Aluminium-, Beryllium-, Yttrium-, Cer- und Lanthan-haltigen Mineralien wie Albit, Beryll, Orthit und Gadolinit.

Von paragenetischem und krystallogenetischem Interesse sind besonders zwei Gruppen von Mineralien, von denen zum wenigsten einzelne Glieder überall verbreitet sind. Es sind dies die beiden Gruppen der Fluor- und der Titan-haltigen Mineralien.

In die erstere Gruppe [2]) sind zu rechnen: Flussspath, Apatit, Lepidolith, Turmalin und Topas; zu der zweiten: Titaneisen (gewöhnlich in flachen, tafelähnlichen Krystallen), Rutil, Anatas, Brookit, Mosandrit, Titanit und Yttrotitanit.

An letztere Gruppe schliessen sich die Tantalate und Niobate: Tantalit, Columbit, Yttrotantalit und Fergusonit.

Die beiden seltenen Mineralien Kastor und Pollux gehören nur diesen Gängen an.

Nicht minder bezeichnend sind für alle diese Gänge die Structurformen, zu welchen sich die aufgeführten Gemengtheile aggregiren. Die Tendenz zu einer gewissen regelmässigen Anordnung derselben macht sich überall bemerkbar. Schriftgranitartige Aggregationen, symmetrisch-lagenförmige und radial-strahlige Structurformen fehlen keinem dieser Ganggebilde, wiegen sogar nicht selten gegenüber der rein massigen Structur vor, welche letztere, wenn sie vorhanden ist, stets das Bestreben zu einer möglichst grobkörnigen, pegmatitischen Ausbildung hervortreten lässt. Das Auftreten zahlreicher Drusenhöhlungen ist noch besonders charakteristisch.

Genetische Betrachtungen. — Es kann nicht zweifelhaft sein, dass derartigen Ganggebilden, die in ihren gesammten Verhältnissen in einer so übereinstimmenden Weise charakterisirt sind, auch dieselbe Entstehung eigen ist. Ist für irgend eines dieser Gangvorkommnisse die Genesis zweifellos erwiesen, so bleibt nichts anderes, trotz des in der Geologie nur vorsichtig zu verwendenden Analogieschlusses, übrig, als dieselbe auch auf alle übrigen auszudehnen. Es treten somit wieder

[1]) C. F. NAUMANN, Lehrbuch der Geognosie Bd. I. pag. 193.

[2]) Es lag nicht im Zweck dieser Arbeit, den Beziehungen nachzuspüren, die namentlich fluorhaltige Flüssigkeiten auf die Bildung und Umbildung der Mineralien haben. Es ist aber sehr charakteristisch, dass überall, wo man eine Wanderung thonerdehaltiger Mineralien beobachtet hat, Fluormineralien angetroffen worden sind.

die für die Gangtheorie so wichtigen Fragen an uns heran, verdanken diese Ganggebilde der Kraft des Feuers oder der des Wassers ihre Entstehung, sind es eruptive Gebilde oder Ausscheidungen und Krystallisationen aus wässerigen Lösungen?

Ergiebt sich aus der Interpretation aller geologischen Facta als Resultat, dass die beregte Frage im Sinne der Eruptivität der Gänge zu deuten sei, so ist es eine berechtigte Forderung, die in diesen Gangspalten auftretende Mineralassociation Quarz, Kalifeldspath, Glimmer als ein selbstständiges geognostisch und mineralogisch wohl charakterisirtes Gestein aufzufassen, dieselbe dem Typus Granit nicht zu subordiniren, sondern zu coordiniren.

Bei der meist sehr deutlich ausgesprochenen Gangnatur dieser Formationen, d. h. den scharfen Ablösungen vom Nebengestein und unter dem Einfluss der herrschenden, von CHARPENTIER [1]) zuerst ausgesprochenen Ansicht, dass die sich aus Quarz, Orthoklas und Glimmer aufbauenden und ältere Gesteine durchsetzenden Gänge als eruptive Spaltengänge aufzufassen seien oder wie sie NAUMANN [2]) näher präcisirt, „als Nachgeburten derselben Granitformation, in deren Bereich sie vorkommen“, ist es von vielen Geologen unterlassen worden, die Wahrscheinlichkeit dieser Ansicht für die von ihnen untersuchten Ganggebilde zu erörtern. So gelten nach G. ROSE die Hirschberger Granitgänge, nach GÜMBEL die des ostbayerischen Grenzgebirges und nach KJERULF die von der Südküste Norwegens als Injectionen granitischen Materials in die Spalten des oberen, bereits erstarrten Gesteins.

Dagegen haben andere Geologen, unter Bezugnahme auf das Vorkommen von Mineralien, die man sich nur aus wässriger Lösung auskrystallisirt denken kann, und auf den thatsächlichen Nachweis circulirender Flüssigkeiten gestützt, für andere Ganggebilde direct eine hydatochemische Entstehung ausgesprochen. Hauptsächlich sind dies, wie bereits erwähnt, STERRY HUNT für die granitischen Gänge Canadas und der Neuengland-Staaten, G. VOM RATH für die von S. Piero auf Elba und H. CREDNER für die im Granulitgebiete Sachsens aufsetzenden Gänge.

Wie schon angeführt worden ist, erklärt G. VOM RATH [3]) die Gänge Elbas als Absätze von aus der Tiefe aufsteigenden Mineralquellen und weicht damit von der Lateralsecretionstheorie H. CREDNER's nicht unwesentlich ab. Diese

---

[1]) CHARPENTIER, Essai sur la constitution géogn. des Pyrrh. 1823. pag. 158.

[2]) C. F. NAUMANN, Lehrbuch der Geogn. Bd. II. pag. 232.

[3]) G. VOM RATH, l. c. pag. 649.

Anschauung G. vom Rath's hat aber wohl hauptsächlich darin ihren Grund, dass manche der auf den Gängen vorkommenden Mineralien und der in letzteren enthaltenen chemischen Elemente dem Hauptgranite fehlen oder wenigstens zu fehlen scheinen. Erst genauen und mit grossen Mengen Materials ausgeführten Analysen des Nebengesteins wird es vorbehalten bleiben, diese letztere Meinung zu bestätigen oder abzulehnen. Gegenwärtig erscheint es jedoch wahrscheinlicher, im Anschluss an die interessanten Untersuchungen Sandberger's [1]) über die Bildung von Erzgängen mittelst Auslaugung des Nebengesteins, auch dem Hauptgranite Elbas die bezüglichen Metalloxyde, allerdings in minimalen Quantitäten zu vindiciren, durch deren Auslaugung die Mineralabsätze auf den Gangspalten erfolgt sind, und diese der Lateralsecretion das Wort redende Erklärung empfiehlt sich um so mehr, als sie dem von G. vom Rath selbst gegen seine Darlegung erhobenen Einwurf begegnet, dass in ähnlichen granitischen Vorkommnissen vom M. Motterone bei Baveno und in den Mourne Mountains, Irland und an anderen Orten es nicht in die Tiefe niedersetzende Gänge, sondern rings geschlossene Drusen sind, welche mineralführend erscheinen.

Versuchen wir nunmehr an der Hand des über die Ganggebilde des Hirschberger Thals Festgestellten zu ermitteln, ob wir dieselbe auf eine eruptive Entstehung zurückzuführen oder als Producte der Lateralsecretion anzusehen haben, und suchen wir die für die eine oder die andere Modalität sprechenden Gründe gegen einander abzuwägen.

Es empfiehlt sich, die für hydrochemische Processe sprechenden Gründe in zwei Abtheilungen zu bringen, in solche, die der Annahme eines eruptiven Ursprungs widersprechen, und in solche, die eine wässrige Bildung wahrscheinlicher erscheinen lassen als eine feurig-flüssige.

In die erste Categorie gehören:

1. das geognostische Verhalten dieser Ganggebilde, indem sie in wenig anhaltenden, in den verschiedensten Richtungen streichenden Gängen auftreten.

2. der häufige Uebergang der Gangformation Quarz, Orthoklas, Glimmer in die Formation Quarz, Albit, also in eine Mineralassociation, die als zweifellos eruptives Gestein der heutigen Petrographie nicht bekannt geworden ist. Ich kann mir nicht versagen, die Folgerungen, welche H. Credner [2]) an das Vorkommen des Albits

---

[1]) F. Sandberger, Berg- u. Hüttenm. Zeit. 1877. pag. 377—381 und pag. 389—392; ferner diese Zeitschr. 1880. pag. 350 ff.

[2]) l. c. pag. 170.

als Gemengtheil knüpft, hier zu wiederholen. „Albit repräsentirt somit für die betreffende Mineralassociation, deren Theilnehmer er ist, also für die betreffende Gangformation, ein „Leitmaterial“ für wässrige Entstehung. Nun ist aber Albit mit dem Hauptbestandtheile unserer Pegmatit- und Granitgänge, dem Orthoklas, auf innigste Weise verwachsen, — wie der eine, so muss auch der andere dieser beiden Feldspäthe, zugleich aber auch der sie schriftgranitartig durchschiessende Quarz entstanden sein.“

3. das Vorkommen von Mineralien auf Drusenräumen, die man nur aus wässrigen Lösungen auskrystallisirt kennt, wie den Lepidolith, Flussspath.

4. der stricte Nachweis für einen Theil der in den Drusenräumen des Hirschberger Ganggranits ausgeschiedenen Mineralien, wie Eisenglanz, Kaliglimmer und jüngerer Quarz, dass sie aus wässriger Lösung entstanden sind.

5. der sich als Nothwendigkeit aufdrängende Schluss aus dem Vorkommen späterer Mikroklinablagerungen auf zweifellos aus wässriger Lösung auskrystallisirtem Albit, dass der Mikroklin ein Product hydrochemischer Processe sei.

6. das Vorhandensein von zahlreichen Flüssigkeitseinschlüssen im Quarz und Orthoklas.

Zur zweiten Categorie gehören:

1. der Umstand, dass die Ganggranite nur im Riesengebirgsgranitit und im Gneisse, resp. Glimmerschiefer aufsetzen, also nur in solchen Gesteinen, deren mineralische und chemische Zusammensetzung ganz oder nahezu dieselbe ist, wie die der Ganggranite.

2. der Umstand, dass durch den Reichthum des Orthoklases aus dem Riesengebirgsgranitit an Albitsubstanz das Vorhandensein des Natronfeldspaths in den Ganggraniten eine hinreichende Erklärung findet.

3. das Auftreten von Drusenräumen, die nach Credner [1]) „eine ganz naturgemässe Erscheinung“ sind, „wenn man in Erwägung zieht, dass sie insgesammt durch allmähliche Auskrystallisirung ihrer mineralischen Bestandtheile von den Salbändern aus zugewachsen sind, und dass an Stellen, wo die Spalten sich ausdehnen und der Stoff zur Ausfüllung nicht hinreichte, Hohlräume offen bleiben mussten, deren Wandungen die Krystallenden der im Wachsthum begriffenen Gangmineralien bildeten.“ Andererseits würde die grosse Zahl der Drusenräume der Theorie einer eruptiven Bildung dieser Gangvorkommnisse immerhin etwas zu schaffen machen, denn die

---

[1]) l. c. pag. 109.

beiden dann nur in Frage kommenden Entstehungsarten der Drusen — entweder durch nachträgliche Wegführung leicht löslicher Gesteinspartieen oder als Folge einer Contraction der Gesteinsmassen bei der Erstarrung — lassen sich durch nichts beweisen und finden in keiner einzigen Beobachtung irgend welchen thatsächlichen Anhalt.

Wenn nun eine solche Reihe von Gründen, zu denen leicht noch weitere, wenn auch nebensächlichere aufgefunden werden könnten, für die Genesis dieser Ganggebilde nur die eine Erklärung zuzulassen scheinen, nämlich die der Auslaugung des Nebengesteins, und damit fordern, die Hirschberger Ganggranite nicht mehr als Gesteinsgänge, sondern als Mineralgänge [1]) aufzufassen, so darf andererseits nicht vergessen werden, dass diese Gebilde eine Eigenthümlichkeit darbieten, die sich bequem nur durch die Annahme eines gleichzeitigen Entstehungsactes erklären lässt. Das sind die kugeligen Absonderungen.

Wie erwähnt, steht im Centrum derselben eine Gruppe von Mikroklinkrystallen, um die sich die Gemengtheile in concentrischen Zonen anordnen. Diese Anordnung verlangt entweder zur Erklärung die Erstarrung aus feurig-flüssiger Masse, und dann ist die Absonderung als eine Art Kugelschliere im Sinne Reyer's aufzufassen, oder man muss, um diese Kugeln mit einer hydrochemischen Entstehungsart in Verbindung zu bringen, zu der immerhin etwas künstlichen Deutung greifen, dass dieselben den Schlussstein bei der Ausfüllung und Zuwachsung von Drusenräumen darstellen. Senkrecht zu den Wandungen der ursprünglich nicht immer ganz regelmässig gestalteten Drusenhöhlungen sind die Quarze und Feldspäthe angeschossen und haben sich in concentrischen Schichten abgesetzt. Wo die Drusenräume anfänglich langgestreckt waren, da hat sich diese Structur mehr zu einer symmetrisch-lagenförmigen ausgebildet mit nur geringer Andeutung, dass alle Mineralien wie von einem Punkte ausstrahlen, und dadurch ist das vorhin besprochene Uebergangsglied aus der gewöhnlichen schriftgranitischen Structur in die radial-strahlige gegeben; waren die Drusenräume dagegen von vorn herein gleichmässig rund, so mussten auch die lagenförmigen Ansätze an die Wandungen sich mehr und mehr der Form von Kugelschalen nähern und endlich nach vollständiger Ausfüllung die ganze Gesteinspartie mehr oder minder

[1]) Auch nach Th. Liebisch (diese Zeitschr. 1877. pag. 722) sind „die Ganggranite G. Rose's, welche in ihrem geognostischen Verhalten keine Regelmässigkeit aufweisen, zum Theil wohl nicht als selbstständig auftretende Gesteine, sondern als Ausscheidungen, welche dem Hauptgranitit des Riesengebirges angehören, zu betrachten."

die Gestalt einer Kugel annehmen. Diese Kugeln würden alsdann Aequivalente gewisser vollständig ausgefüllter Amethystmandeln sein.

Der merkwürdige, wenn auch mit dieser Erklärung nicht unvereinbare Umstand, dass der Mittelpunkt der Kugeln von Mikroklinkrystallen eingenommen wird, ist es aber gerade, der dennoch immer wieder die Gedanken zu einer concretionären, von den Krystallen selbst ausgehenden und veranlassten Bildung zurückkehren lässt, wie es doch allein durch eine im Gluthfluss befindliche Gesteinsmasse geschehen kann.

So lange derartige sphäroidische Gebilde nicht an irgend welchen anderen Localitäten mit Sicherheit als durch hydrochemische Processe entstanden erkannt worden sind, werden und müssen dieselben immerhin als Einwurf gegen eine wässrige Bildung der im Hirschberger Thal aufsetzenden granitischen Gänge gelten, und früher wird sich die Frage nach der Entstehung dieser Gänge nicht unzweideutig entscheiden lassen. Es konnte auch bei den wenigen Tagen, die ich den geognostischen Verhältnissen dieser Ganggebilde zu widmen im Stande war, nicht der Zweck der vorliegenden Arbeit sein, eine für die Geologie der Gänge so hochwichtige Frage zur entscheidenden Beantwortung zu bringen. Spätere eingehende Untersuchungen und namentlich auch die kartographische Darstellung der hauptsächlichsten dieser Gänge werden sicher mehr Licht auf deren Entstehung werfen und gewiss noch viel Material für oder auch gegen eine hydatogene Bildung derselben sammeln lassen. Auf die obwaltenden Verhältnisse und gewisse Eigenthümlichkeiten aufmerksam zu machen, zur Anstellung vergleichender Betrachtungen zwischen den Hirschberger Ganggraniten und analogen Gebilden anderer Gegenden und zur Anregung auf die Genesis bezüglicher Fragen, dazu möchten die vorliegenden Blätter immerhin von einigem Nutzen sein.

---

Zum Schlusse lasse ich nun noch eine Beschreibung der in mancher Beziehungen interessanten krystallographischen Verhältnisse der beiden Mineralien Mikroklin und Albit aus den Ganggraniten des Hirschberger Thales folgen.

# Anhang.

## Krystallographische Untersuchung des Mikroklins und des Albits.

### I. Mikroklin.

Je nach dem Grade der Verwitterung und der Aufnahme späterer Infiltrationsproducte ist die Farbe der Mikrokline bald eine weissliche, ziegelrothe (Warmbrunn) oder erbsgelbe (Schildau). Die einstige adulararartige Beschaffenheit der Krystalle ist in keinem Falle bewahrt geblieben. Gewöhnlich sind ausserdem auch die Flächen der Mikrokline von einer mehr oder minder dicken Kruste von Albit, Pistazit oder Eisenglanz überzogen.

Die Grösse der Krystalle schwankt zwischen 1 cm und 30 cm und darüber.

Die Zahl der am Mikroklin entwickelten Flächenpaare ist keine ganz geringe. Sehr häufig treten sie nur in entgegengesetzten Octanten auf und verleihen dadurch dem Krystall schon äusserlich ein asymmetrisches Ansehen. Die gewöhnlichste Combination setzt sich aus P, M, x, T, l, o und p zusammen, häufig tritt noch y, z und f hinzu, auch k ist nicht selten, dagegen kommen die Flächen h, g und σ nur an einzelnen, wenigen Krystallen vor; die der Brachydiagonale parallel laufenden Flächenpaare n und e scheinen ganz zu fehlen.

Sämmtliche am Hirschberger Mikroklin beobachteten Formen sind die folgenden:

$$P = (001) = oP.$$
$$x = (\bar{1}01) = {}_{,}\bar{P}_{,}\infty$$
$$y = (\bar{2}01) = 2{}_{,}\bar{P}_{,}\infty.$$
$$h = (3\bar{0}1) = 3{}_{,}\bar{P}_{,}\infty.$$
$$k = (100) = \infty\bar{P}\infty.$$
$$M = (010) = \infty\breve{P}\infty.$$
$$T = (1\bar{1}0) = \infty{}'P.$$
$$l = (110) = \infty P'.$$
$$z = (1\bar{3}0) = \infty{}'\breve{P}3.$$
$$f = (130) = \infty\breve{P}'3.$$
$$o = (\bar{1}\bar{1}1) = P_{,}.$$
$$p = (\bar{1}11) = {}_{,}P.$$
$$g = (\bar{2}21) = 2{}_{,}P.$$
$$\sigma = (\bar{4}43) = {}^{4}/_{3}{}_{,}P.$$

Zur Bestimmung einiger ungewöhnlicher Flächen wie h, g und ɜ, die sich aus dem Zonenverbande nicht ableiten liessen, bedurfte es mehrerer Winkelmessungen, die aber bei dem ungefügen Material und der matten Beschaffenheit der Flächen nicht ganz leicht anzustellen waren, und deren Genauigkeit auch nicht weiter geht, als nöthig ist, um das Symbol der in Rede stehenden Flächen unzweideutig abzuleiten. Als Fundamentalwinkel wurden gemessen:

P/M = 89° 53′,
P/e = 44° 46′ 30″,
P/x = 50° 45′,
P/y = 80° 33′,
M/x = 89° 52′.

Alle Winkel wurden mit Ausnahme von P/e, der als die Hälfte der Neigung P/P̲ eines zierlichen Bavenoer Zwillings, dessen Flächen direct spiegelten, erhalten wurde, an einem einzigen, 2 cm grossen Krystall gewonnen, und zwar ergab sich P/M gleichfalls ohne Benutzung einer Deckglasbelegung, während bei den drei übrigen Winkeln die Belegung mit Deckglassplittern für die Flächen x und y angewendet werden musste; P und M besassen hinreichende Spiegelungsfähigkeit.

Einer neueren Arbeit Hirschwald's [1]) verdanken wir gleichfalls Messungen an dem Mikroklin aus dem Hirschberger Thal, die mittelst des Mikroskopgoniometers angestellt wurden. Da dieselben nur auf Zwillinge des Carlsbader Gesetzes Bezug haben, so können Abweichungen von den von mir gefundenen Winkeln nicht befremden.

Ueberdies lehren Hirschwald's Messungen ein beträchtliches Schwanken desselben Winkels an verschiedenen Krystallen. Drei von obigen Fundamentalwinkeln sind auch von Hirschwald gemessen; ich stelle sie zum Vergleich hierher.

P/M = 90° 54′; 90° 15′; 90° 8′; 90° 0′.
P/x = 129° 55′; 129° 58′; 127° 36′; 127° 25′; 128° 21′; 128° 51′.
M/x = 91° 2′.

Aus den von mir zu Grunde gelegten Winkeln ergeben sich die krystallographischen Constanten des Hirschberger Mikroklins wie folgt:

$$a : b : c = 0{,}6495 : 1 : 0{,}5546.$$
$$\alpha = 89^\circ\ 53'; \ \beta = 64^\circ\ 10'; \ \gamma = 90^\circ\ 5'.$$

[1]) J. Hirschwald, Messungen mit dem Mikroskopgoniometer, N. J. für Min. etc. 1879. pag. 540.

Zur Berechnung des Symbols der Flächen h, g und ɔ benutzte ich einmal die Lage derselben in einer bekannten Zone und dann ihre Neigung zu P. Letztere Fläche spiegelte direct, während bei h, g und ɔ die Spiegelung erst künstlich erzeugt werden musste.

Die Uebereinstimmung der berechneten Winkel mit den gemessenen ergiebt sich aus folgender Gegenüberstellung:

| | gemessen | berechnet |
|---|---|---|
| P/h | = 60° 19′ | 60° 45′ |
| P/g | = 81° 58′ | 82° 0′ |
| P/ɔ | = 67° 34′ | 67° 32′ |

Daraus folgen die in der Aufzählung der am Mikroklin vorkommenden Flächen schon aufgeführten Indices.

Einfache Individuen des Mikroklins sind verhältnissmässig selten; Bavenoer Zwillinge sind die häufigste Erscheinungsform.

Zwillingsverwachsungen kommen nach nachstehenden drei Gesetzen vor:

1. nach dem Carlsbader Gesetz,
2. nach dem Bavenoer Gesetz,
3. nach dem Manebacher Gesetz.

1. Zwillinge nach dem Carlsbader Gesetz. Nach dem bekannten Satz, dass für Krystallzwillinge, bei denen die Zwillingsaxe in der Symmetrieebene liegt, noch eine zweite, zur ersten Zwillingsaxe senkrechte und gleichfalls in die Symmetrieebene fallende Zwillingsaxe denselben geometrischen Effect hervorbringt, lässt sich bei Orthoklas das sogen. Carlsbader Gesetz in zweifacher Weise aussprechen, nämlich: Zwillingsaxe normal zur Querfläche k oder Zwillingsaxe die Verticalaxe. Bei den triklinen Feldspäthen werden durch diese doppelte Definition zwei ganz verschiedene Zwillingsverwachsungen ausgedrückt. Beim Albit und Anorthit ist nachgewiesen worden, dass die Verticalaxe Zwillingsaxe ist, beim Anorthit ausserdem noch das Gesetz: Zwillingsaxe die in der Ebene des Brachypinakoïdes liegende Normale zur Verticalaxe, Zusammensetzungsfläche das Brachypinakoïd. Auch letzteres Gesetz würde beim Orthoklas ident sein mit: Zwillingsfläche die Querfläche.

Bei triklinen Feldspäthen, die wie die vorliegenden Mikrokline in ihren Winkelwerthen ausserordentlich ähnlich denen des Orthoklases sind, ist eine Entscheidung, welches von diesen drei Gesetzen an Zwillingen, die ein den Carlsbadern des Orthoklases analoges Aussehen haben, eine schwierige Aufgabe; im vorliegenden Fall liess sich bei der schon geschilderten Beschaffenheit der Flächen, die eine Präcision in der Messung

von mindestens 1 Minute hätten gestatten müssen, nicht mit Sicherheit treffen.

In dem Fall, dass die Verticalaxe die Zwillingsaxe ist, schliessen P und $\underline{x}$ eine Winkel von 55′ ein, und die Flächen der Horizontalzone folgen in der Richtung von rechts nach links: l T $\underline{l}$ $\underline{T}$; in den beiden andere Fällen, wo entweder k die Zwillingsfläche oder die in die Längsfläche fallende Normale zur Verticalaxe die Zwillingsaxe abgiebt, beträgt der Winkel P/$\underline{x}$ 57′, die Flächen der Horizontalzone folgen in der Reihenfolge: l T $\underline{T}$ $\underline{l}$. Ist k Zwillingsfläche, so kann das Brachypinakoïd nicht mehr die Zusammensetzungsfläche sein, da M/$\underline{M}$ nahezu 2′ beträgt.

Aus dieser Zusammenstellung ersieht man, wie genau die Winkelmessungen hätten sein müssen, um eines dieser Zwillingsgesetze zu constatiren. Dagegen geben wenigstens die physikalischen Unterschiede der Verticalflächen einen Anhalt.

Zwillinge nach dem Gesetz: Zwillingsaxe die Verticalaxe, deren Erkennung sich nach dem Voraufgehenden leicht ergiebt, kommen vor; weniger sicher lässt sich dies behaupten für Zwillinge nach dem Gesetz: Zwillingsfläche die Querfläche. Doch sind einzelne Zwillingsverwachsungen vorhanden, bei denen die von den Zusammensetzungsflächen gebildete Naht nicht gerade, sondern unregelmässig verläuft, was andeuten könnte, dass eine Ausfüllung des geringen einspringenden Winkels stattgefunden habe, und andererseits macht sich bei diesen Zwillingen ein physikalischer Unterschied bemerkbar — weniger durch auffallend verschiedene Spaltbarkeit der Säulenflächen — als dadurch, dass sich die Albitausscheidung nur auf T, nicht auf l vorfindet, wodurch eine dem Zwillingsgesetz nach der Fläche k entsprechende Reihenfolge T l $\underline{l}$ $\underline{T}$ markirt wird.

Das Aussehen beider Arten von Mikroklinzwillingen gleicht im Allgemeinen dem der Carlsbader des monoklinen Feldspaths, doch wird der Habitus der ersteren dadurch einigermaassen alterirt, dass die Fläche y ($\bar{2}$01) wohl niemals an ihnen auftritt — die ganze Combination besteht meist aus P, x, M, T und l — und dass keine eigentliche Durchwachsung stattfindet, sondern meist eine einfache Aneinanderlagerung mit der Fläche M.

In den wenigen Fällen, wo eine Durchdringung der beiden Zwillingshälften erfolgt ist, lässt sich deutlich beobachten, dass P und $\underline{x}$ zur Vertikalaxe nicht gleich geneigt sind, sondern dass die Differenz der Neigung etwa der berechneten von 55′ entspricht. In jenen häufigeren Fällen, wo eine einfache Aneinanderlagerung stattgehabt hat, fallen P und $\underline{x}$ in dieselbe Ebene, eine Erscheinung, welche an den Feldspäthen von Zwiesel, Striegau, Elba etc. gleichfalls beobachtet ist, und da

sie mit den Messungen im Widerspruch steht, zu mancherlei Erörterungen Anlass gegeben hat.

Wie bei isomorphen Körpern, die sich mit einander mischen. ein gegenseitiges Anpassen an die Flächenneigungen angenommen werden muss, so darf man auch bei Zwillingsverwachsungen, in denen sich doch deutlich das Streben nach einer höheren Symmetrie ausspricht, das Gleichwerden sich entsprechender und sonst ähnlicher Winkel unter gewissen Umständen als etwas an sich Naturgemässes, da dadurch allein eine vollkommenere Symmetrie möglich wird, voraussetzen.

Nur anmerkungsweise will ich anführen, dass auch bei den Mikroklinen Zwillingsverwachsungen nach dem Albitgesetz vorzukommen scheinen, wenigstens lassen sich solche Fälle, bei denen zwei entsprechende schiefe Endflächen nach derselben Seite einfallen und einen geringen ein- und ausspringenden Winkel bilden, dahin deuten. Bei der schiefen Basis würde dieser Winkel 14′ betragen, was sich leider bei der Flächenbeschaffenheit der Krystalle durch Goniometermessungen nicht erhärten lässt. Zu solchen, wahrscheinlich aus dem Albitgesetz aufgebauten Krystallgruppen möchte ich auch jene merkwürdigen, abgerundeten und bauchigen Aggregationsformen stellen, bei welchen das gerundete Aussehen dadurch bewirkt wird, dass die einzelnen Subindividuen der polysynthetisch aufgebauten Aggregate nicht gleichmässig und in gleicher Linie neben einander liegen, sondern die mittleren mehr vorgerückt, die seitlicheren mehr eingerückt sind und die von den Flächen der Horizontalzone gebildete Kante gekrümmt ist.

2. Zwillinge nach dem Bavenoer Gesetz. Wie bei allen auf Drusenräumen befindlichen Kalifeldspäthen sind auch hier Bavenoer Zwillinge die gewöhnlichste Erscheinungsform. Wohl ausgebildete Zwillinge, Drillinge und Vierlinge sind in reichlicher Zahl vorhanden.

Da bei dem Mangel jeglicher Symmetrieebene das sogen. Bavenoer Gesetz des Orthoklases am Mikroklin in zwei ganz verschiedene Gesetze zerfällt, je nachdem e (021) oder n ($0\bar{2}1$) die Zwillingsfläche ist, so wäre auch eigentlich eine gesonderte Besprechung am Platz. Da aber beide Zwillingsgesetze meist vereint vorkommen und in ihrer Wirkung so überaus ähnlich sind, so soll im vorliegenden Falle davon abgesehen und sollen beide gemeinschaftlich betrachtet werden.

Gewöhnlich stellen bei den Bavenoer Zwillingen die einzelnen Krystalle Combinationen von P, x, y, M, T und l dar, zu denen vereinzelt noch o und p treten.

Bei den Drillingen und Vierlingen tritt eine erwähnenswerthe Eigenthümlichkeit auf. Wie gewöhnlich werden näm-

lich die Flächen der nahezu rectangulären Säule an den Vierlingen — und entsprechend an den Drillingen — nicht allein von der Basis P gebildet, sondern es greift die Fläche M der seitlichen Individuen noch etwas über. Nun aber ist in keinem Falle die Naht zwischen $\underline{P}$ und M eine parallel der Kante P/M verlaufende, sondern sie macht damit einen spitzen Winkel, d. h. die Zusammensetzungsfläche dieser Bavenoer ist nicht eine der Flächen (021) oder (0$\bar{2}$1), sondern eine Octaïdfläche mit dem Zeichen (h k l). Ueberdies wird durch das scharfe Auseinanderfallen der verwitternden Bavenoer nach dieser Fläche das thatsächliche Vorhandensein derselben bewiesen. Das Feststellen der Indices der Zusammensetzungsfläche gelang nicht, ausserdem folgt aus dem variablen Verlauf der Verwachsungsnaht, die einen Winkel von 10° bis 30° mit der Kante P/M einschliesst, dass diese Fläche in den einzelnen Fällen ein verschiedenes Symbol haben kann. Im Allgemeinen macht die Erscheinung den Eindruck, als ob die einzelnen Individuen der Zwillinge in einander gekeilt seien.

Eine andere, mehr bemerkenswerthe und interessante Eigenthümlichkeit, die nur den Bavenoern zukommt, besteht darin, dass fast niemals die wirklichen Flächen x und y in die Combination, sondern statt ihrer Octaïdflächen mit Indices eintreten, die denen von x und y nahe kommen. Wir haben hier also die Erscheinung von vicinalen Flächen, wie solche bisher nur für den Adular [1]) und den Aragonit [2]) als charakteristisch hervorgehoben sind. Mit dem blossen Auge lässt sich schon beobachten, dass die Kanten $P/x_v$ und $x_v/y_v$ einander nicht parallel sind, sondern bald nach der einen, bald nach der anderen Seite convergiren. [3]) Am Reflexionsgoniometer lässt sich die Nicht-Tautozonalität der drei Flächen P, $x_v$ und $y_v$ noch schärfer feststellen und in Zahlen ausdrücken.

Im Folgenden sind eine Anzahl Winkel gegenübergestellt, aus denen sich ergiebt, dass verschiedene $x_v$- und $y_v$-Flächen auftreten.

| | $P/x_v$ | | | $x_v/y_v$ | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 1. | 53° | 30′ | | 27° | 9′ | 45″ |
| 2. | 52 | 46 | 10″ | 27 | 45 | |
| 3. | 52 | 11 | 15 | 26 | 58 | 45 |
| 4. | 50 | 29 | 20 | 29 | 28 | 25 |

---

[1]) M. WEBSKY, Diese Zeitschr. 1863. Bd. XV. pag. 677 ff.

[2]) v. ZEPHAROVICH, Wiener Akad. Bd. 71. pag. 253.

[3]) Als beiläufige Beobachtung findet sich diese Erscheinung von SCHARFF (Ueber die Bauweise des Feldspaths, Abhandl. d. Senkenb. Ges. 1866. pag. 97) angegeben und ist von ihm auch verschiedentlich abgebildet worden, immer aber nur an Bavenoer Zwillingen.

| | $P/x_v$ | | | $x_v/y_v$ | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 5. | 50° | 18′ | 15″ | 27° | 49′ | 30″ |
| 6. | 49 | 40 | 20 | 29 | 51 | 20 |
| 7. | 49 | 37 | 10 | 27 | 21 | 30 |
| 8. | 49 | 32 | 10 | 29 | 55 | 50 |

Dass beide Flächen $x_v$ und $y_v$ Schwankungen unterworfen sind, geht daraus hervor, dass die jedesmalige Summe der Normalenwinkel von $P/_v x$ und $x_v/y_v$ kleiner ist als die berechnete Neigung Py von 80° 33′.

Da auch alle übrigen, an den Bavenoern auftretenden Flächen nicht ihre normale Lage inne haben, so war es unmöglich, bei den nur nach einer Richtung entwickelten Flächen $x_v$ und $y_v$ die beiden für die Bestimmung der Indices nöthigen Winkelmessungen vorzunehmen.

3. Zwillinge nach dem Manebacher Gesetz. — Dieselben sind in nur wenigen Exemplaren vertreten und stimmen in ihrem Ansehen durchaus mit den Manebacher Zwillingen des Orthoklases überein. Der von M und M, gebildete Winkel springt um 14′ ein. Sie sind stets mit dem Ende aufgewachsen, an welchem x und $\underline{x}$ den einspringenden Winkel bilden.

## II. Albit.

Der Albit findet sich im Hirschberger Thal als Gemengtheil der Ganggranite, ferner in grösseren, individualisirten und z. Th. leidlich ausgebildeten, wenn auch nicht messbaren Krystallen neben dem Mikroklin und Quarz ausgeschieden innerhalb der Drusenräume und schliesslich als mehr oder weniger individualisirter Ueberzug auf den Mikroklinen, seltener auf den Quarzen.

Der Albit als Gemengtheil der Ganggranite ist bei der petrographischen Beschreibung desselben abgehandelt worden; die in den Drusen ausgeschiedenen Albite treten entweder in Form von regelmässigen oder verzerrten Krystallen oder in regellosen, oft traubig oder rosettenartig aufgebauten Krystallgruppen auf oder bilden grössere hahnenkammförmige Aggregate.

Von grösserem Interesse ist die dritte Erscheinungsform des Albits — weil sie eine krystallographische Untersuchung ermöglicht — nämlich die der gesetzmässigen Verwachsung desselben mit dem Mikroklin, und nur diese soll im Folgenden weiter besprochen werden.

Der Albit überzieht die Flächen des Mikroklins entweder völlig [1]), sodass letztere von einer continuirlichen Albitkruste

---

[1]) Ueber die Verwachsung des Albits und Mikroklins cf. Scharff.

ganz und gar umhüllt wird, oder einzelne Flächen des Mikroklins sind bevorzugt und auf diesen gliedert sich der Albit in einzelne Krystalle. Das Vorkommen und die Verwachsung des Albits aus dem Hirschberger Thal weicht in allem Wesentlichen nicht von den unter ähnlichen Verhältnissen sich findenden Albiten aus den granitischen Gängen von Harzburg, Baveno, Elba etc. ab.

Zusammenhängende Albitkrusten mit Viellingsstructur finden sich fast nur auf den Flächen P, M und x[1]); auf den Flächen der Horizontalzone, mit Ausnahme von M, findet durchgängig eine Auflösung in einzelne Individuen statt. Auf den Flächen y, o und p des Mikroklins zeigen sich niemals Albitausscheidungen.

Für den krustenbildenden, meist milchweissen Albit ist der Zusammenhang bemerkenswerth, in welchen derselbe mit den Albiteinlagerungen, die den Mikroklin erfüllen, steht. Er bildet bald, wie es sich unter dem Mikroskop und an Dünnschliffen sehr gut beobachten lässt, die directe Fortsetzung der inneren Albitschnüre, oder er findet sich mit letzteren in der gewöhnlichen Zwillingsstellung, ein Umstand, welcher darauf hinweist, dass zwischen dem ein- und aufgewachsenen Albit des Mikroklins kein genetischer Unterschied zu machen ist.

Die individualisirten Albitkrystalle, die in schöner Ausbildung namentlich den Verticalflächen aufsitzen, sind in den meisten Fällen Zwillinge nach dem Gesetz: Zwillingsfläche das Brachypinakoïd. Zugleich ist diese Zwillingsverwachsung die einzige gesetzmässige Verbindung unter den Hirschberger Albiten. Doch ist das Vorkommen einfacher Individuen, aufgewachsen auf den Flächen T, l, z und f des Mikroklins, gar keine so grosse Seltenheit.[2]) Andererseits kann man häufig die Beobachtung machen, dass eine der Zwillingshälften nur als sehr schmale Lamelle ausgebildet ist, so dass der Zwilling bei oberflächlicher Betrachtung ebenfalls als einfacher Krystall erscheint. Die Grösse der aufgewachsenen Albite variirt von

---

Ueber die Bauweise des Feldspaths II, wo auch das Hirschberger Vorkommen Besprechung erfährt.

[1]) Scharff, ibid. pag. 81, nennt an den Hirschberger Feldspäthen die Fläche x frei von Albiten. An den mir zu Gebote stehenden Handstücken war auch diese Fläche gar nicht so selten mit Albit überwachsen.

[2]) Auch von Streng, N. Jahrb. 1871. pag. 716, wird auf das Vorkommen von Einzelkrystallen des Albits auf dem Orthoklas von Harzburg aufmerksam gemacht. Weiter sind Einzelkrystalle bekannt von Sterzing (Hessenberg, Mineral. Notizen II. t. VIII. f. 1), von Pfitsch, vom St. Gotthard, aus dem Maderaner Thal, von Saas (Scharff, N. J. 1869. pag. 342 und Scharff, l. c. pag. 55), endlich vom Schneeberg in Passeir (Rumpf, Tschermak's Mitth. 1874. pag. 97).

1 mm bis 2 cm, meist sind sie farblos, doch sind sie auch oft mit Eisenglanzschüppchen erfüllt und dadurch roth gefärbt.

Die Verwachsung des Albits mit dem Mikroklin geschieht stets nach dem bekannten Gesetz, dass beide Mineralien die Fläche M gemein haben. So lange man nur einen monosymmetrischen Kalifeldspath kannte, besagte es ganz dasselbe, wenn man diese Art der Verbindung als eine parallele oder als Zwillingsverwachsung nach dem Albitgesetz interpretirte. Sobald aber die Albite asymmetrischen Feldspäthen aufsitzen, entsteht ein wesentlicher Unterschied, ob beide Mineralien sich in Parallelstellung befinden oder nach dem Albitgesetz verbunden sind. Allerdings wird in den Fällen, wo die Albite selbst wieder nach dem Gesetz, Zwillingsebene das Brachypinakoïd, verbunden sind und dadurch klinorhombische Symmetrie erlangen, diese Unterscheidung auch wieder aufgehoben, aber, wie eben erwähnt, sind die Einzelindividuen des Albits auf dem Hirschberger Mikroklin nicht gerade selten, und andererseits wird auch den auf den verticalen Flächen aufgewachsenen Albitzwillingen durch die minimalen, fast verschwindenden Dimensionen der einen Zwillingshälfte der Charakter einfacher Individuen aufgedrückt. Diesen Albiten, sei es nun, dass sie wirklich einfach sind oder nur den Habitus von Einzelindividuen besitzen, gelten die nachfolgenden Betrachtungen allein, die sich überdies auch nur auf die den Flächen T, l, z und f aufgewachsenen Albite beziehen, weil diese am besten ausgebildet sind und vor allen anderen eine nähere Untersuchung gestatten. Diese nun bieten folgende charakteristische Verhältnisse dar. Denkt man sich durch einen Mikroklinkrystall den brachy- und den makrodiagonalen Hauptschnitt gelegt, so dass derselbe in vier Quadranten zerfällt, so befinden sich die Albite eines jeden Quadranten unter sich in Parallelstellung, die aus zwei anliegenden Quadranten in Albitstellung und die aus zwei gegenüberliegenden Quadranten wieder in Parallelstellung. Die allgemeinen Verhältnisse lassen sich noch specialisiren, je nachdem die in Zwillingsstellung befindlichen Albite der anliegenden Quadranten sämmtlich mit der Fläche T, oder sämmtlich mit der Fläche l, oder vorn mit T, hinten mit l, oder endlich vorn mit l, hinten mit T zusammenstossen. Bei dem Hirschberger Vorkommen wurde in allen Fällen beobachtet, dass die Albite ausschliesslich mit den Flächen l zusammenstiessen, was durch den perlmutterartigen Glanz von l leicht erkennbar ist. Zur besseren Illustration des hier Gesagten soll die Fig. 1. Taf. XIX. dienen, in welcher nur die Flächen T und l berücksichtigt sind, da f und z sich analog verhalten. Aus diesen Beziehungen der Albite unter sich gehen nun auch diejenigen zu dem mikroklinischen

Träger als einfache Folgerungen hervor. Die Individuen I und III und alle mit ihnen in demselben Quadranten liegenden Albite befinden sich mit dem Mikroklin in Zwillingsstellung, die Individuen II und IV und die in denselben Quadranten liegenden Krystalle mit ihm in Parallelstellung. Eine weitere Consequenz ist die, dass die Zusammensetzungsfläche des Mikroklins mit den Aufwachsflächen des Albits in allen Fällen dieselben absoluten Indices besitzt, dass weiter auch die Axenabschnitte der auf einander fallenden Flächen des Albits und des Mikroklins, wenn beide sich in Parallelstellung befinden, dieselben Vorzeichen besitzen, während, wenn der Albit die Zwillingsstellung inne hat, diese Axenabschnitte zwar gleich sind, aber entgegengesetztes Vorzeichen tragen.

Betrachten wir nunmehr den Albit an und für sich, ohne Rücksicht auf den mit ihm verwachsenen Mikroklin.

Im Allgemeinen sind die Hirschberger Albite, der groben Streifung auf den meisten ihrer Flächen wegen, zur Messung wenig geeignet; dennoch gelang es mir, unter dem reichen Material, das mir zu Gebote stand, etwa ein halbes Dutzend messbarer Krystalle herauszufinden.

Zur Messung wurde ein FUESS'sches, nach dem System BABINET gebautes Goniometer [1]) (Modell II) verwendet, dessen Limbus 75 mm Radius hat und das eine directe Ablesung von 30 Sekunden gestattet.

Die Messungen sind mit der möglichsten Sorgfalt ausgeführt. Um zu verhüten, dass nicht Reflexe eingestellt wurden, die ihre Entstehung Interferenzen des Lichts verdanken — was namentlich in der stark gestreiften Horizontalzone immer der Fall — wurden alle Winkel unter drei verschiedenen Incidenzen gemessen — etwa 80°, 60° und 40° — und diejenigen Ablesungen ausgemerzt, die nicht bei allen dreien in gleicher Weise vorhanden waren.

Die an den Hirschberger Albiten vorkommenden Flächen sind die folgenden:

$$
\begin{aligned}
P &= (001) = 0P. \\
x &= (\bar{1}01) = {}_{,}\bar{P}_{,}\infty. \\
r &= (\bar{4}03) = {}^{4}/_{3}\,{}_{,}\bar{P}_{,}\infty. \\
y &= (\bar{2}01) = 2\,{}_{,}\bar{P}_{,}\infty. \\
M &= (010) = \infty\breve{P}\infty. \\
{}^{*}\alpha &= (270) = \infty\breve{P}'\,{}^{7}/_{2}. \\
f &= (130) = \infty\breve{P}'3. \\
l &= (110) = \infty P'.
\end{aligned}
$$

---

[1]) M. WEBSKY, Zeitschr. für Krystallographie 1880. Bd. IV. p. 545 ff.

$*\beta = (4\,3\,0) = \infty\breve{P}'\,{}^{3}/_{4}.$
$*\delta = (5\,\bar{3}\,0) = \infty{}'\breve{P}\,{}^{3}/_{5}.$
$*\varepsilon = (4\,\bar{3}\,0) = \infty{}'\breve{P}\,{}^{3}/_{4}.$
$T = (1\,\bar{1}\,0) = \infty{}'P.$
$*\eta = (1\,\bar{2}\,0) = \infty{}'\breve{P}\,2.$
$z = (1\,\bar{3}\,0) = \infty{}'\breve{P}\,3.$
$*\vartheta = (1\,\bar{4}\,0) = \infty{}'\breve{P}\,4.$
$*\iota = (1\,\bar{5}\,0) = \infty{}'\breve{P}\,5.$[1]
$*\varkappa = (1\,\overline{20}\,0) = \infty{}'\breve{P}\,20.$
$e = (0\,2\,1) = 2\breve{P}'\infty.$
$n = (0\,\bar{2}\,1) = 2{}'\breve{P}\infty.$
$*\lambda = (1\,1\,4) = {}^{1}/_{4}P'.$
$g = (\bar{1}\,\bar{1}\,2) = {}^{1}/_{2}P_{,}.$
$o = (\bar{1}\,\bar{1}\,1) = P_{,}.$
$\gamma = (\bar{1}\,1\,2) = {}^{1}/_{2}\,{}_{,}P.$
$p = (\bar{1}\,1\,1) = {}_{,}P.$
$*\rho = (\bar{1}\,20\,1) = {}_{,}\bar{P}\,{}^{1}/_{20}.$
$*\sigma = (\bar{1}\,8\,1) = {}_{,}\bar{P}\,{}^{1}/_{8}.$
$*\tau = (\bar{4}\,\bar{1}\,4) = \bar{P}_{,}4.$
$*\varphi = (0\,8\,5) = {}^{8}/_{5}\breve{P}'\infty.$
$*\psi = (15\,16\,1) = 15\breve{P}'\,{}^{15}/_{16}.$

Die 14 mit einem Asterisk versehenen Flächen sind bislang noch nicht beobachtet worden. Es ist unwahrscheinlich, dass dieselben den in Rede stehenden Albiten eigenthümliche seien, sie dürften sich vielmehr auch an den Albiten anderer Fundorte finden, wo sie bisher nur übersehen wurden. Alle diese Flächen sind sehr schmal, ihre Breite dürfte $^{1}/_{2}$ mm nicht überstreigen und bis auf $^{1}/_{50}$ mm herabgehen. Wie sich aus der Arbeit WEBSKY's[2]), „Ueber die Lichtreflexe schmaler Krystallflächen", ergiebt, kann man auf Reflexe von $^{1}/_{20}$ bis $^{1}/_{50}$ mm breiten Flächen noch mit hinreichender Genauigkeit einstellen. Diesem und dem weiteren Umstande, dass alle Winkelmessungen im Dunkelzimmer ausgeführt wurden, wo auch wenig lichtstarke Reflexe wahrgenommen und mit in die Rechnung gezogen werden konnten, ist der obige Zuwachs an neuen Flächen zu verdanken.

---

[1]) Die entsprechende Fläche $\zeta = (1\,5\,0) = \infty\breve{P}'\,5$ wurde von RUMPF an Albiten vom Schneeberg in Passeir aufgefunden. Vergl. RUMPF, Einfache Albitkryst. etc., TSCHERMAK's Mitth. 1874. pag. 97.

[2]) Zeitschr. für Krystallographie Bd. III. pag. 241.

Sämmtliche an den Hirschberger Albiten vorkommenden Flächen sind in die NEUMANN'sche Projection Taf. XIX. Fig. 2 eingetragen worden. Ueber die gewöhnlichen Combinationen und den Habitus der Krystalle geben die Figuren 3, 4, 5 und 6 Rechenschaft.

Um noch die Möglichkeit zu geben, den Werth und die Präcision der einzelnen Winkel in der folgenden Tabelle zu beurtheilen, schicke ich einige Bemerkungen über die physikalische Beschaffenheit der hauptsächlichsten Flächen voraus. Dabei ist zu erwähnen, dass diese physikalische Beschaffenheit, wie sie durch Streifung, Knickung oder Krümmung hervorgebracht wird, ein durchaus constantes Moment bildet, das für die Erkennung der einzelnen Flächen von nicht hoch genug anzuschlagendem Werth ist. Da die Reflexe abhängig sind von der äusseren Beschaffenheit der Flächen, so lässt sich am Goniometer mit aller Bestimmtheit die Fläche ohne vorherige Betrachtung nennen, deren Reflex gerade beobachtet wird.

Die Fläche P, obwohl die am besten ausgebildete am Albit, giebt nur in wenigen Fällen einen einheitlichen Reflex, meist gesellt sich noch ein zweiter, schwächerer hinzu im Abstand von 2′ 30″, gelegen in der Zone [P/l].

M ist, wie G. VOM RATH[1]) bemerkt, die bei weitem gestörteste Fläche des Albits. Sie giebt stets eine grosse Reihe von Reflexen, deren äusserste Glieder oft 2° auseinanderstehen.

T giebt gewöhnlich einen einfachen, guten Reflex, l spiegelt gut, tritt aber an Grösse gegen die sehr ausgedehnte, stets entwickelte Fäche ψ = (15. 16. 1) sehr zurück (cf. Fig. 5. Taf. XIX.). Letztere liegt in der Zone [Px] und ist ziemlich vollkommen ausgebildet; z ist stark gestreift, giebt eine grössere Anzahl von Reflexen, von denen zwei deutlicher markirt sind, die im Durchschnitt 19′ auseinander stehen.

Die Flächen aus der Zone der Makrodiagonale sind mit Ausnahme von P alle gekrümmt und facettirt. Die einzelnen Facetten liegen nicht in dieser Zone; y giebt, ausser undeutlicheren, einen schärferen Reflex; r zerfällt in drei Facetten, die sich wie eine dreiseitige Pyramide auf die normale Fläche aufsetzen; x ist am meisten gerundet und neben M die gestörteste Fläche.

Die Fläche n ist vorzüglich und spiegelt einfach; e ist in ihrer normalen Lage gar nicht vorhanden, an ihre Stelle treten beträchtlich ausgedehnte Flächen von matter Oberflächenbeschaffenheit, die mit ihren Indices dem Symbol von e nahe kommen.

---

[1]) G. VOM RATH, Mineral. Mittheilungen IX.; POGG. Ann., Ergänz.-Band V. 1871. pag. 425.

Die Fläche o ist parallel der Kante P/o gestreift und giebt mehrere Reflexe, von denen einer deutlicher markirt ist.

Ueber die Beschaffenheit der übrigen Flächen, namentlich ob sie aus ihren Zonen herausgerückt sind, wird bei Gelegenheit der einzelnen Zonen-Erläuterungen noch etwas hinzuzufügen sein. Im Allgemeinen lässt sich behaupten, dass alle Flächen mehr oder weniger beträchtliche Störungen erlitten haben; so liess sich fast in keinem Falle der Winkel zwischen je zwei Gegenflächen genau zu 180° bestimmen. Vielleicht sind manche dieser Störungen ein Ausfluss des Umstandes, dass die Albite dem Mikroklin aufgewachsen sind, so dass von dem letzteren irgend welche Beeinflussungen der Flächenneigungen ausgegangen sind.

In der nachfolgenden Winkeltabelle sind die Winkel nach Zonen geordnet. Die erste Columne enthält die berechneten, die zweite die direct gemessenen Neigungen, die dritte und vierte enthalten zur Vergleichung Winkel von Albiten anderer Fundorte.

Bei der Aufeinanderfolge der einzelnen Winkel habe ich meist den Grundsatz befolgt, immer nur die Neigung bis zur nächsten Fläche derselben Zone anzugeben, und zwar sind stets nur die Normalenbögen verzeichnet, weil dann durch einfache Addition die Winkel auch zwischen solchen Flächen gefunden werden können, die nicht unmittelbar auf einander folgen.

Aus den 5 gemessenen Winkeln

$$\begin{aligned} P/M &= 86^\circ\ 22'\ 15'' \\ P/y &= 82^\circ\ \ 2'\ 10'' \\ P/T &= 69^\circ\ \ 9' \\ M'/T &= 60^\circ\ 22'\ 40'' \\ T/n &= 51^\circ\ 37' \end{aligned}$$

berechnen sich das Axenverhältniss

$$a : b . c = 0{,}6330 : 1 : 0{,}5558$$

und die Axenwinkel

$$\begin{aligned} \alpha &= 85^\circ\ 55'\ 31'' \\ \beta &= 63^\circ\ 29'\ 32'' \\ \gamma &= 88^\circ\ \ 8'\ 40'' \end{aligned}$$

| | Kl berechnet. | Kl. gemessen. | Des Cl. berechnet.[1] | Brez. berechnet.[2] |
|---|---|---|---|---|
| Mα = | 26° 43′ 5″ | 26° 49′ | - | — |
| Mf = | 30° 25′ 28″ | 30° 2′ – 30° 13′ | — | — |
| Ml = | 60° 26′ 32″ | 60° – 60° 10′ 30″ | 60° 27′ | 60° 30′ 42″ |
| Mβ = | 66° 58′ 3″ | 66° 53′ | — | — |
| Mδ = | 109° 39′ | 109° 11′ | — | — |
| Mε = | 113° 6′ 16″ | 113° 14′ | — | — |
| MT = | 119° 37′ 20″ | 119° 37′ 20″ | 119° 40′ | 119° 50′ 58″ |
| Mη = | 138° 39′ 15″ | 138° 39′ | — | — |
| Mz = | 149° 35′ 51″ | 149° 31′ 40″ | 149° 38 | — |
| Mϑ = | 156° 14′ 42″ | 156° 1′ | — | — |
| Mi = | 160° 36′ 8″ | 159° 58′ | — | — |
| Mz = | 174° 58′ 3″ | 175° 6′ | — | — |
| Tl = | 59° 10′ 48″ | 59° 15′ | 59° 13′ | 59° 20′ 16″ |
| Tf = | 119° 10′ 23″ | — | 119° 13′ | — |
| TM′ = | 60° 22′ 40″ | 60° 22′ 40″ | — | — |
| Px = | 52° 8′ 40″ | 52° 35′ 20″ | 52° 17′ | 52° 10′ 46″ |
| xr = | 13° 13′ 16″ | 13° 32′ 40″ | 13° 11′ | |
| y = | 16° 40′ 10″ | 15° 54′ 10″ | 16° 38′ | xy = 30° 2′ 41″ |
| Py = | 82° 2′ 10″ | 82° 2′ 10″ | 82° 6′ | 82° 13′ 27″ |
| TP = | 69° 9′ | 69° 9′ | 69° 10′ | 69° 1′ 11″ |
| Pγ = | 29° 58′ 50″ | — | 29° 57′ | — |
| = | 25° 46′ 39″ | — | — | — |
| = | 55° 45′ 29″ | 55° 38′ | 55° 53′ | — |
| Tp = | 55° 5′ 31″ | 55° 13′ | 54° 57′ | — |
| le = | 43° 18′ 50″ | — | 43° 14′ | 43° 14′ 19″ |
| lφ = | 49° 15′ 52″ | 49° 15′ | — | |
| P = | 43° 3′ 25″ | — | 43° 10′ | 43° 4′ 11″ |
| n = | 46° 40′ 8″ | 46° 44′ 45″ | 46° 46′ | 46° 45′ 0″ |
| M = | 86° 22′ 15″ | — | 86° 24′ | 86° 18′ 30″ |
| M′ = | 93° 37′ 45″ | 93° 34′ 40″ | 93° 36′ | — |
| P = | 7° 15′ 30″ | 7° 15′ 30″ | 7° 12′ | — |
| λ = | 53° 33′ 3″ | — | — | — |
| P = | 11° 41′ 52″ | 11° 34′ | — | |
| g = | 30° 5′ 54″ | 30° 3′ | 30° 11′ | |
| o = | 27° 36′ 19″ | 27° 25′ | 27° 37′ | Po = 57° 45′ |
| P = | 65° 14′ 55″ | 64° 42′ | 65° 18′ | 64° 57′ 56″ |
| z = | 80° 9′ 52″ | 80° 10′ | 80° 9′ | — |
| f = | 73° 43′ 51″ | — | 73° 44′ | — |
| ρ = | 5° 39′ 10″ | 5° 20′ – 5° 40′ | — | — |
| e = | 8° 7′ 10″ | 8° 5′ | — | — |
| p = | 46° 42′ 2″ | 46° 45′ | — | — |
| x = | 25° 50′ 15″ | 25° 50′ | 26° 32′ | — |

[1] Die von Des Cloizeaux berechneten und in seinem „Manuel de minéra- … aufgeführten Winkel.

[2] Die von Brezina aus den Fundamentalwinkeln G. vom Rath's berechneten … Vergl. Krystallographische Studien über Albit in Tschermak's minera- … Mittheilungen 1873. pag. 19 – 28.

| | | Kl. berechnet. | Kl. gemessen. | Des Cl. berechnet. | Brez. berechnet. |
|---|---|---|---|---|---|
| xτ | = | 7° 10′ 48″ | 7° 39′ | xo = 27° 20′ | xo = 27° 30′ 0″ |
| τo | = | 20° 8′ 30″ | — | | |
| Mx | = | 86° 18′ 37″ | 85° 40′ — 86° | 86° 21′ | 86° 3′ 29″ |
| Mr | = | 86° 48′ 14″ | — | 86° 49′ | — |
| My | = | 87° 39′ 48″ | — | 87° 39′ 30″ | — |
| *Tn | = | 51° 37′ | 51° 37′ | 51° 36′ | 51° 17′ 20″ |
| no | = | 46° 53′ 27″ | — | 46° 57′ | 46° 58′ 0″ |
| oy | = | 38° 59′ 31″ | — | 39° | 39° 15′ 15″ |
| lγ | = | 80° 6′ 24″ | — | 80° 19′ | |
| γx | = | 30° 5′ 38″ | — | 30° 2′ | |
| le | = | 51° 17′ 41″ | 51° 51′ | 51° 19′ | 51° 8′ 47″ |
| cp | = | 43° 39′ 29″ | 43° 25′ | — | ey = 82° 52′ |
| py | = | 39° 13′ 26″ | 39° 9′ | 39° 17′ | |
| yl′ | = | 45° 49′ 24″ | 45° 35′ | 45° 42′ | 45° 58′ 28″ |
| zn | = | 41° 5′ 4″ | 40° 51′ 20″ — 41° | 41° 0′ | — |
| ng | = | 38° 35′ 46″ | — | 38° 39′ | — |
| gp | = | 48° 22′ 15″ | — | — | — |
| fe | = | 38° 30′ 49″ | — | 38° 29′ | — |
| eγ | = | 34° 38′ 43″ | — | 34° 48′ | - |
| γo | = | 50° 0′ 39″ | — | — | — |
| lr | = | 58° 44′ 38″ | 58° 20′ | 58° 38′ | — |
| Tr | = | 55° 0′ 3″ | " | 54° 46′ | — |
| pr | = | 29° 10′ 20″ | 29° 1′ | — | — |

Ich wende mich nunmehr zur Besprechung derjenigen Zonen, die noch zu einigen Erörterungen und Fragen Anlass geben.

1. ad Zone [MlT].

Diese Zone entscheidet die oft berührte Frage, ob das von den Flächen l und T gebildete Prisma durch das Brachypinakoïd M gerade abgestumpft wird. Zieht man in Betracht, dass die Differenz von 3′ 52″ zwischen dem gemessenen Winkel T M = 60° 22′ 40″ und der berechneten Neigung l/M = 60° 26′ 32″ die Summe aller der Fehler enthält, die aus der Benutzung von nicht absolut genauen Fundamentalwinkeln und Logarithmen fliessen, so darf man wohl jene Frage in Bezug auf die Hirschberger Albite im bejahenden Sinne beantworten.

Weiter lehrt diese Zone, dass die Verticalstreifung nicht — oder wenigstens nur untergeordnet — durch das ständige Auftreten derselben Combinationskanten, analog der Horizontalstreifung auf den Säulenflächen des Quarzes, bewirkt wird, sondern dass diese Streifung von der grossen Anzahl verschie-

dener in der Horizontalzone liegenden Flächen herrührt. Denn ausser den in der Tabelle aufgeführten und mit in die Rechnung gezogenen neuen Flächen, von denen keine schmaler ist als 0,02 mm, — dagegen sind $\eta = (1\bar{2}0)$ und $\vartheta = (1\bar{4}0)$ verhältnissmässig breite Flächen, die leicht mit dem blossen Auge bemerkt werden — finden sich in derselben Zone noch mehrere, deren Breite aus der Beschaffenheit ihres Reflexes zu etwa 0,01 mm veranschlagt werden muss, die nichtsdestoweniger aber bei der Streifung mitwirken dürften.

An sämmtlichen dem Mikroklin aufsitzenden Albiten zeigte sich ausnahmslos die Fläche l schief geknickt, so zwar, dass die kleinere Hälfte innerhalb der Zone [TM] lag und sich durch ihre Winkel als die normale Fläche l auswies, während die grössere und leicht gekrümmte Hälfte ausserhalb dieser Zone lag. Zur Bestimmung der Axenabschnitte der letzteren Fläche $\psi$ wurden die beiden Winkel $P/\psi$ und $T/\psi$ gemessen, aus denen sich für $\psi$ die Indices (15. 16. 1) ableiten liessen.

Wie weit die gemessenen mit den berechneten Winkeln übereinstimmen, lehrt folgende Gegenüberstellung:

| | berechnet. | gemessen. |
|---|---|---|
| $P/\psi$ | 62° 14′ 57″ | 62° 10′ |
| $T/\psi$ | 60° 12′ 24″ | 59° 59′ |

2. ad Zone [Pxy].

Die berechneten Winkel weichen in dieser Zone ausserordentlich von den gemessenen ab, was aber durch die Oberflächenbeschaffenheit der Flächen hinreichend erklärt wird. Zunächst liegt weder x noch r genau in der Zone [Py]. Bei x ist die Nichttautozonalität weniger auffallend, dafür ist diese Fläche aber mehrmals geknickt, so dass sie eine grosse Anzahl von etwa 2° in ihren äussersten Gliedern von einander abstehenden Reflexbildern liefert. Die Knickungskanten von x laufen nicht parallel, sondern schneiden sich mehrfach; dadurch entstehen ganze Büschel von Reflexen. Weit merklicher ist jedoch die abnorme Flächenlage von r. Stellt man am Goniometer die Zone [Py] ein, so gewahrt man noch eben die Spitze des Reflexes von r in einem Gesichtsfelde von 8° 30′ Durchmesser. Auf die dreiflächige Zuspitzung wurde schon früher aufmerksam gemacht. Dass r auch an Albiten anderer Fundorte bedeutende Störungen erlitten, beweisen die Messungen von Des Cloizeaux und Marignac an den Krystallen vom St. Gotthard, nach denen der Winkel P/r zwischen 62° — 65° schwankt.

3. ad Zone [MPn].

Diese Zone erledigt die Frage, wie weit die Rechtwinkligkeit des durch die Flächenpaare n und e gebildeten Prismas

zutrifft. Nach den neueren Messungen [1]) dürfte diese zuerst von Neumann angeregte Frage wohl dahin definitiv entschieden sein, dass beide Flächen nicht senkrecht auf einander stehen. Auch bei den Hirschberger Albiten ergiebt sich eine Abweichung. Der Berechnung zufolge beträgt hier der Winkel 89° 43′ 33″.

4. ad Zone [lP].

Die Fläche $\lambda = (1\,1\,4)$ ist sehr schmal und wurde erst im Reflexionsgoniometer aufgefunden.

Die grösste Differenz zwischen dem berechneten und dem gemessenen Winkel zeigt die Distanz zwischen P und l; doch ist zu bemerken, dass auch von anderen Beobachtern (G. Rose) der Winkel P/l zu 64° 55 bestimmt worden ist.

In dieser Zone befindet sich noch eine Fläche $\chi = (\bar{1}.\bar{1}.32)$, die an einigen Krystallen etwa $^1/_2$ mm breit wird. Sie steht von P um 1° 39′ 34″ ab, gemessen wurde 1° 35′.

---

Vorliegende Arbeit wurde bereits im Herbst 1881 von der philosophischen Facultät der Universität Rostock als Dissertation genehmigt. Aus diesem Grunde musste leider eine Bezugnahme auf die inzwischen in dieser Zeitschrift Bd. XXXIII. pag. 629 ff. erschienenen Arbeit Kalkowsky's, „Ueber den Ursprung der granitischen Gänge im Granulit in Sachsen", unterbleiben.

---

[1]) Brezina, Krystallographische Studien über Albit; Tschermak's Mitth. 1873. pag. 19 ff. Auch die Fundamentalwinkel G. vom Rath's (Pogg. Ann., Ergänz.-Bd. V. pag. 425 ff.) ergeben nach Brezina's Rechnung für n e den Winkel 89° 49′ 11″, während G. vom Rath selbst 90° 0′ 58″ angiebt.

# B. Briefliche Mittheilungen.

## 1. Herr Rösing an Herrn Dames.

### Die Erzgänge von Innai.

Innai (Japan), den 16. Mai 1882.

Die Silbererzgänge von Innai (Akita ken, Nord-Japan) sind in mannigfacher Beziehung interessant, und ich hoffe demnächst eingehendere Mittheilungen über dieselben veröffentlichen zu können. Für jetzt will ich mich darauf beschränken, einen kurzen vorläufigen Bericht über die Gangausfüllung zu geben.

Die Gänge setzen auf in tertiären [1]) Tuffen und bilden ein System im Wesentlichen paralleler Erzgänge, welche ostwestlich streichen und im Allgemeinen sehr steil, etwa 70° nördlich einfallen; auch saigeres, sowie widersinniges Fallen kommt vor. Die Mächtichkeit schwankt in weiten Grenzen und erreicht mehrere Meter, lässt sich im Einzelnen aber kaum mit Sicherheit feststellen, weil Salbänder nicht vorhanden sind und das Nebengestein stark durchtrümert zu sein pflegt.

Die Ausfüllungsmasse besteht, abgesehen von mehr oder weniger verändertem Nebengestein im Wesentlichen aus *Quarz* und *Kalkspath*, und zwar hat man beobachtet, dass, wo die Gänge sehr mächtig werden, der Kalkspath überhand nimmt und die Erzführung aufhört, während die edlen und quarzigen Partieen weniger mächtig sind. Das Silber findet sich hauptsächlich als Sulfid, stellenweise auch in Form von Sulfantimoniten (Sprödglaserz und dunkles Rothgültigerz). Das *Sprödglaserz* tritt oft in Krystallen auf, welche meist die Formen OP, $\infty P \infty$, $\infty P$, P, $2\breve{P}\infty$ in flach tafelförmiger Ausbildung zeigen; auch Zwillinge kommen vor. *Rothgültigerz* scheint noch nicht krystallisirt gefunden worden zu sein. An weniger wichtigen Erzen und Gangarten sind zu nennen:

---

[1]) Nach der Bestimmung des Herrn Dr. E. Naumann.

Bleiglanz, zum Theil in Krystallen ($\infty O \infty$, O) von eigenthümlich geflossenem Aussehen mit treppenförmig vertieften Flächen.
Kupferkies, in Form feinkörniger Einschlüsse, sehr selten in sehr kleinen Sphenoiden.
Zinkblende, weingelb bis kolophoniumfarbig, selten in kleinen Krystallen.
Schwefelkies.
Aragonit, in kleinen spiessigen Krystallen, selten.
Braunspath, in nierenförmigen Aggregaten, weiss und gelb.
Gyps, ganz untergeordnet als zweifellos jugendliche Bildung in oberen Teufen in Form kleiner Kryställchen.
Schwerspath fehlt.

Ein höchst eigenthümliche Rolle spielt das Mangan. Sobald ein Gang reich wird, nimmt der Kalkspath, zum Theil auch der Quarz eine röthliche Färbung an, und es tritt Manganspath, manchmal in strahligen und nierenförmigen Massen (Manganocalcit?) auf. Namentlich ist aber des Schwefelsilbers ständiger Begleiter Manganglanz in so hohem Grade, dass man letzteren geradezu als den Träger des Silbers bezeichnen kann, in ähnlicher Weise, wie es an anderen Orten der Bleiglanz ist. Dieses analoge Verhalten von Manganglanz und Bleiglanz zum Silberglanz wird um so begreiflicher, wenn man die Uebereinstimmung dieser drei Mineralien in Bezug auf chemische Constitution und Krystallform berücksichtigt. Denn dass das Silber im Bleiglanz in Gestalt des mit letzterem isomorphen Argentits vorhanden ist, kann man, wie mir scheint, als nahezu zweifellos betrachten.

Der Manganglanz tritt zu Innai als eisenschwarze, derbe Masse durchaus in seiner gewöhnlichen Weise auf und zeigt mineralogisch nichts Auffallendes. Leider ist seine Neigung, nicht zu krystallisiren, auch hier so entschieden, dass es mir bis jetzt noch nicht gelungen ist, Krystalle zu finden, und es muss deshalb einstweilen noch dahin gestellt bleiben, ob man es mit einer festen Verbindung der beiden Sulfide, welche dann etwa als Mangansilberglanz zu bezeichnen wäre, zu thun hat oder nicht. A priori erscheint letzteres jedenfalls wahrscheinlicher; immerhin muss jedoch hervorgehoben werden, dass auch Krystalle von Silberglanz nicht gefunden worden sind. Analysen der derben Massen können vorläufig nicht entscheidend sein, um so weniger als es schwierig ist, vollständig reines Material für die Untersuchung zu erlangen; auch sind die mir hier zu Gebote stehenden chemischen Hülfsmittel nicht sehr vollkommen. Eine Analyse ergab

Ag : Mn = 4,7 : 4,5

und man würde demnach das Verhältniss

$$Ag_2S : 4\,MnS$$

haben. Doch es scheint mir, wie gesagt, unzulässig, aus dieser einen Untersuchung endgültige Folgerungen zu ziehen, und man muss jedenfalls abwarten, ob es nicht doch noch gelingt, Krystalle zu finden.

Die Textur der Gangausfüllung ist im Allgemeinen eben krustenförmig (ich bediene mich der v. GRODDECK'schen Bezeichnungsweise) mit im Wesentlichen einfacher Symmetrie. Bezüglich der Altersfolge lässt sich als ziemlich sicher aussprechen, dass auffallenderweise der Kalkspath zuerst abgesetzt ist und demnächst der Quarz, in welchem in Form meist trümmerförmiger Mineralausscheidungen die Hauptmasse der Erze eingebettet liegt und zwar in der Regel der „Mangansilberglanz" sehr feinkörnig und auf das Innigste mit dem Quarz verwachsen, die übrigen erwähnten Silbererze mehr massig. Der Quarz bildet häufig Drusen, in welchen ausnahmsweise eine zweite Ablagerung von wahrscheinlich verhältnissmässig sehr jungen Calcit stattgefunden hat. Der letztere hat in diesem Falle eine von dem eigentlichen Gangkalkspath durchaus abweichende mineralogische Beschaffenheit; er tritt nämlich auf in Form kleiner Rhomboëder — $\frac{1}{2}$ R, ohne sonstige Krystallflächen, während der gewöhnliche Gangkalkspath nur als derbe bis grobkrystallinische Masse vorkommt; die Farbe ist bei beiden weiss, wenn nicht Mangan als färbender Bestandtheil vorhanden ist. Der Quarz zeigt in den erwähnten Drusen die Krystallformen $\infty$P, R, — R (dieses meist fast ganz zurücktretend), 4R; er ist fast immer weiss, selten rosenroth, die Krystalle sind meistens wasserhell.

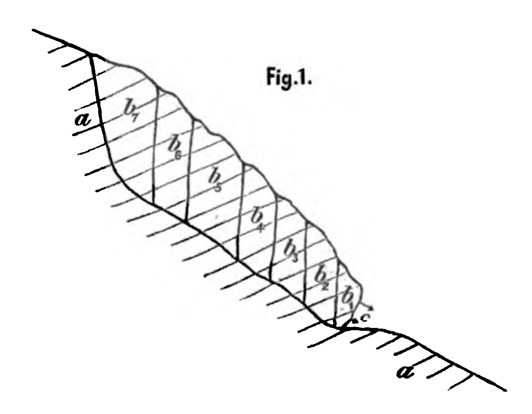
Bezüglich des räumlichen Verhaltens der Gänge, ihrer Genesis, des Zusammenhanges zwischen Gangausfüllung zum Nebengestein, sowie der allgemeinen geognostischen Verhältnisse der hiesigen Gegend muss ich, da es mir zu ausführlicheren Mittheilungen augenblicklich an Zeit und an literarischen und sonstigen Hülfsmitteln gebricht, auf spätere Berichte verweisen. Das vorstehend Gesagte ist aber wohl genügend, um erkennen zu lassen, dass die Erzgänge von Innai von allen anderen bekannten Gängen wesentlich abweichen, so dass es unmöglich erscheint, dieselben einem der bisherigen Typen einzureihen. Vielmehr ist es nothwendig, einen neuen Typus Innai aufzustellen, dessen kurze Charakteristik lautet: Quarz und Carbonspäthe mit reichen geschwefelten Silbererzen in Verbindung mit Manganglanz; Bleiglanz, Blende, Kupfer- und Eisenpyrite untergeordnet; Schwerspath fehlt.

## 2. Herr Rothpletz an Herrn Dames.

# Nachtrag zu dem Aufsatz »Der Bergsturz von Elm«.

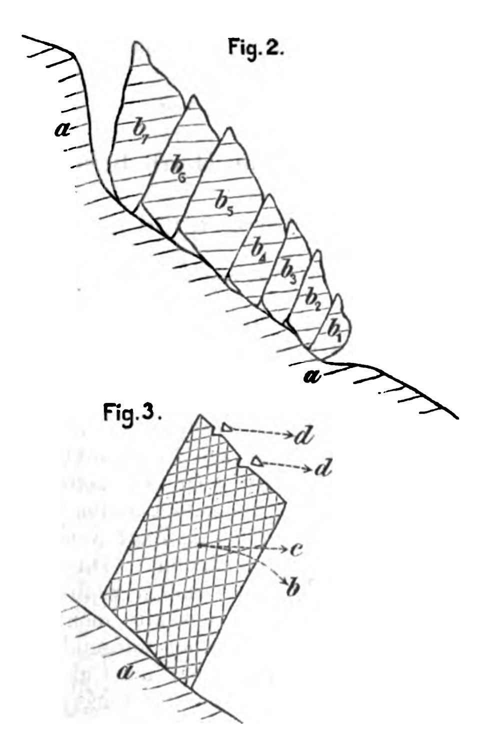
München. im Juni 1882.

Nachdem genannter Aufsatz (diese Zeitschr. 1881. p. 540) im Druck erschienen war, wurde ich von befreundeter Seite mehrfach um genauere Angaben über die Tangentialkraft ersucht, welche eine so wichtige Rolle bei dem Bergsturze von Elm gespielt hat. Da die Darstellung dieses Punktes demnach vielleicht allzukurz gefasst war, so will ich dieselbe durch beistehende, schematisch gehaltene Abbildungen noch des Näheren erläutern.




Figur 1 zeigt mit a die feste Bergmasse, welche die unbewegte Basis des Sturzes bildete; $b_1$ — $b_7$ stellt die Felsmassen dar, welche thatsächlich von a abgebrochen sind. Bei c liegt die Höhlung, welche durch den Schieferbruchbetrieb hervorgerufen worden ist und durch welche allmählich die Basis von $b_1$ mehr und mehr untergraben wurde. In dem Maasse als dadurch der ursprünglich ungefähr mitten über der Basis befindliche Schwerpunkt der Felsmasse $b_1$ mehr randwärts verschoben wurde, machte sich bei abnehmender Stabilität eine langsame Bewegung in den Felsmassen bemerkbar, deren Richtung und relative Stärke durch die Pfeillinien angedeutet ist. Diese Bewegung, welche hauptsächlich an dem plötzlichen Entstehen klaffender Spalten erkannt wurde, dauerte jahrelang an, nahm jedoch mit der Zeit an Energie zu. Am 11. Sep-

tember endlich war auf diese Weise der Schwerpunkt der Masse $b_1$ und damit auch der Schwerpunkt der in gleichem Sinne langsam nachrückenden Massen $b_2 - b_7$ so weit verschoben, dass dadurch die Gleichgewichtslage völlig aufgehoben war, und von diesem Momente an begannen die Massen $b_1 - b_7$ eine rasche drehende Bewegung anzunehmen, deren Drehungsaxe der dem Streichen des Berghanges ungefähr parallel verlaufende, vordere Rand ihrer Basis war.




Figur 2 zeigt die Massen kurz nach Beginn der drehenden Bewegung, welche, im Gegensatz zu der früheren, jahrelang langsam zunehmenden, sofort eine rasche, energische und unaufhaltsame war. — Figur 3 endlich stellt einen einzigen solchen sich drehenden, resp. nach vorn umfallenden Felsklotz dar, um zugleich zu zeigen, wie die dabei entstehende Tangentialkraft die einzelnen, von den die ganze Gesteinsmasse beherrschenden Kluftsystemen bedingten, kleineren Schieferpartieen in zur Drehungsperipherie tangentialer Richtung weggeschleudert hat. Die Pfeillinie b giebt die Drehungsrichtung

des Schwerpunktes, c die Richtung der Tangentialkraft, d die Richtung an, in welcher die kleineren Oberflächentheile in in diesem Augenblicke der Drehung von dem grossen Felsklotze sich ablösten und abflogen.

Auf diese Weise löste sich im Verlaufe der Drehung ein guter Theil der Felsmassen in einzelne abfliegende Bruchstücke auf, während der übrig bleibende, aber auch in allen seinen Fugen gelockerte Rest, sobald die Basis weiterer Drehung als Hinderniss in den Weg trat, als regellose wirre Sturzmasse über den Berghang herabstürzte und -flog.

---

### 3. Herr Dathe an Herrn Beyrich.

## Variolite der Gabbrogruppe in Schlesien.

Köpprich bei Neurode i. Schl., den 6. Juli 1882.

Auf einer Orientirungstour, welche ich bei Beginn der geologischen Aufnahmen in Schlesien in die Gegend von Hausdorf bei Neurode im Monat Mai unternahm, fand ich ein Gestein, das ich sofort als neu für Schlesien und Deutschland erkannte und als Variolit der Gabbrogruppe bestimmte. An jenem Tage konnte ich an diesem Fundpunkte kein weiteres Material entdecken; ich hoffte aber die seltene Felsart auf ferneren Touren im Bereiche der altbekannten Gabbrovorkommen der Grafschaft Glatz, nämlich im Zuge Neurode — Schlegel und Köpprich — Hausdorf aufzufinden. Diese Bemühungen erwiesen sich indess als erfolglos; zudem wollte ich die allgemeinen vorbereitenden Studien deshalb nicht unterbrechen. Bei einer anderen, vor einigen Wochen ausgeführten Tour fand ich bei Glätzisch - Falkenberg, wobei ich Culmkalke auf ihre Petrefacten ausbeutete, wiederum das Gestein, jedoch auch nur ein einziges Fragment desselben. Bessere Resultate erhoffte ich von der Specialaufnahme einer der grösseren Gabbropartieen, welche ich mit dem Köppricher Zuge begann, da überhaupt der Anfang der Aufnahme mit der Gneissformation am vortheilhaftesten zu machen war. Bei dem stetigen Fortschreiten der Kartirung des Gneisses und Gabbros, welch letzterer das gesuchte Gestein gleichfalls nicht führt, kam ich in den letzten Tagen auf einer grösseren Excursion wieder in die Nähe der ersten Fundstelle bei Hausdorf und fand im Bereiche der Culmformation, wo ich eine Anzahl neuer Gabbropunkte festgestellt habe, auf einem mit hohem Getreide bestandenen Felde zahlreiche Bruchstücke des Variolits.

Obwohl nun die Lagerungsverhältnisse der Gesteinsart und ihre Beziehungen zur Culm- und Gneissformation wegen der jetzigen Unzugänglichkeit des Fundpunktes noch nicht geklärt sind und ich diesen Punkt vorläufig noch als offene Frage betrachten muss, halte ich doch eine kurze Mittheilung über das Gestein für angezeigt.

Der Variolit umschliesst in einer vollkommen dichten und splitterigen, also mikrokrystallinischen Grundmasse in ungemein grosser Zahl Variolen, welchen ich nach vorläufigen, nur makroskopischen Untersuchungen eine feldspathige Beschaffenheit zuschreibe. Ihre Grösse ist in den verschiedenen Fundstücken eine wechselnde; die bis jetzt bekannten grössten Variolen sind erbsengross; doch sinkt deren Grösse in denselben Handstücken bis zur Grösse eines Hirsekorns herab. Mehrere Variolen, oft fünf oder sechs an Zahl, reihen sich perlschnurartig an einander, oder bilden ein rundliches Haufwerk. In anderen Handstücken sind sie ziemlich gleichmässig in der Grundmasse vertheilt, was namentlich an jenen Vorkommen zu bemerken ist, deren Variolen kleiner als ein Hirsekorn sind, nämlich die Grösse eines Mohnkorns und darunter aufweisen. Die Farbe der Variolensubstanz ist eine grauweissliche, die manchmal bei frischem Bruche auch violettgrau ausfällt. An der Oberfläche der Gesteinsblöcke treten die Variolen viel deutlicher als auf dem frischen Bruche hervor. Hin und wieder sind sie etwas ausgewittert und verleihen alsdann der Gesteinsoberfläche ein pockennarbiges Aussehen, da sie augenscheinlich etwas leichter als die Grundmasse angegriffen werden. Letztere stimmt äusserlich in allen Stücken mit derjenigen überein, welche die dichten splitterigen, also mikroskopisch-körnigen und adinolartigen Amphibolschiefer aus der Gabbrogruppe des sächsischen Granulitgebirges zusammensetzt; diese eigenthümlichen Schiefer sind von mir seiner Zeit in den Erläuterungen zu Section Waldheim beschrieben worden. Aehnliche Schiefer wie in den sächsischen Gabbros sind auch theilweise in den schlesischen Gabbros (Köpprich) vorhanden; für sie wird von mancher Seite auch der Name Saussuritgabbro, inwieweit mit Recht. werde ich an anderer Stelle darzuthun versuchen, gebraucht.

Da nun neben echten Varioliten auch Fragmente von splitterigen, feinkörnigen bis mikrokrystallinischen Amphibolschiefern (so möchte ich das Gestein vorläufig bezeichnen) vorkommen, deren geologische Zugehörigkeit zum Gabbro unverkennbar ist, so ist es unzweifelhaft, dass die schlesischen Variolite als ein Glied der Gabbros der hiesigen Gegend zu betrachten sind und dasselbe Gestein vorliegt, welches seit langer Zeit aus der Durance in den Seealpen bekannt ist. Aeltere französische Forscher (Élie de Beaumont, Cordier,

sowie Scipio Gras) betonen den Zusammenhang der Variolites de la Durance mit den dortigen Gabbros; auch zählt sie neuerdings Lévy (Structur et composition minéralogique de la Variolites de la Durance 1877) den „dichten Euphotiden“ zu.

Die Variolite der Gabbrogruppe unterscheiden sich in vielen Stücken von den bekannten Varioliten des Oberdevons im Fichtelgebirge, im thüringisch-sächsischen Vogtlande und an einigen anderen Orten Deutschlands; letztere stehen insgesammt mit Diabasen in Verbindung und sind als Erstarrungsform derselben anzusehen.

Die mikroskopische Untersuchung der schlesischen Variolite wird wohl auch betreffs ihrer mineralischen Zusammensetzung im Vergleich zu den übrigen deutschen weitere Unterschiede ergeben; sie soll von mir im nächsten Winter gleichzeitig mit der der thüringischen Variolite, welche ich voriges Jahr bei Wurzbach aufgefunden habe, ausgeführt werden. Hoffentlich gelingt es mir, noch andere wissenswerthe Beziehungen der Variolite Schlesiens im Laufe des Sommers aufzufinden.

Anhangsweise mag hier noch erwähnt werden, dass ich auf meinen Orientirungstouren in den Ziegeleigruben in Wüstegiersdorf, also an der Südwestseite des Eulengebirges, Geschiebelehm mit nordischen Geschieben, namentlich zahlreichen Feuersteinen, beobachtet habe. Es liegt dieser Punkt mehrere Meilen südlich von Waldenburg i. Schl., woher bekanntlich Torell noch nordisches Diluvium angiebt.

---

### 4. Herr Schenk an Herrn W. Dames.

## Ueber fossile Hölzer Aegyptens.

Leipzig, den 21. Juli 1882.

In einer Abhandlung über die fossilen Hölzer Aegyptens (diese Zeitschr. Bd. XXXIV. pag. 139) macht Schweinfurth die Bemerkung, dass die Schwierigkeit, das Vorkommen der zahlreichen verkieselten Hölzer zu erklären, durch Unger's und meine Trugschlüsse, aus der Untersuchung der Hölzer abgeleitet, bedingt sei.

Darauf habe ich zu erwidern, dass ich nirgend behauptet habe, dass alle verkieselten Stämme des Nilthals einer Art angehören *(Nicolia)*, sonder dass im Nilthale wenigstens drei verschiedene Arten vorkommen, in der libyschen Wüste eben-

falls drei, demnach mit Einschluss des Unger'schen *Dadoxylon* wenigstens sieben verschiedene Arten nachzuweisen sind (Bot. Zeitung 1880. No. 39). Dies vor beinahe zwei Jahren. Seit dieser Zeit habe ich noch weitere verkieselte Hölzer aus dem Nilthale untersucht und wieder eine Anzahl verschiedener Arten gefunden. Diese Untersuchungen sind noch nicht publicirt, was ich nicht verschulde; aber meine Mittheilung in der Botanischen Zeitung rechtfertigt die Behauptung Schweinfurth's nicht.

---

### 5. Herr Albert Heim an Herrn W. Dames.

## Ueber den Bergsturz von Elm.

Hottingen – Zürich, den 25. Juli 1882.

Seitdem ich meinen Aufsatz über den Bergsturz von Elm, der in dem ersten Heft dieser Zeitschrift von 1882 abgedruckt ist, geschrieben habe, hat mir ein noch mehrmaliger Besuch der Localität Gelegenheit zu einigen ergänzenden und berichtigenden Beobachtungen gegeben. Ausserdem haben die Herren Lehrer Wyss und Pfarrer Mohr in Elm noch eine Reihe sehr interessanter Thatsachen gesammelt, welche ich als werthvolle Ergänzungen gern hier beifügen möchte.

a. Die Ausbruchsnische hat sich mehr und mehr von dem kleinen anhängenden Schutte gereinigt, so dass der Verlauf der Schichtung bei guter Beleuchtung jetzt viel deutlicher wie früher von Weitem auch da zu beobachten ist, wo kein Mensch hinklettern kann. Der Nummulitenkalk des Gelben Kopfes streicht nicht, wie ich in meinem Aufsatze pag. 102 (Heft 1. 1882 dieser Zeitschr.) dachte, in den oberen Rand der Ausbruchsnische, sondern er zieht sich etwas tiefer fast gegen die mittlere Höhe der Ausbruchsnische hinein, während am oberen Rande eine zweite Nummulitenbank folgt, wie dies nach den Aufschlüssen in der Tschingelschlucht schon Fig. 4. Taf. IV. von mir sich angedeutet findet. Immerhin gehören die sämmtlichen Nummulitenkalke nur der oberen Hälfte und die Mehrzahl dem obersten Rande des Abrissgebietes an. Ferner habe ich pag. 103 ganz oben erwähnt, dass ich trotz vielen Suchens im unteren Theile des Schuttstromes keine Nummulitenblöcke gefunden habe. Auch dies ist zu modificiren, indem ich seither in der Gegend des Müsli unter vielen Tausenden von Schieferblöcken einige zum Theil

grossglaukolithische Nummulitenkalkblöcke gefunden habe und einige solche durch das Aufräumen von Schutt zerstörter Häuser und die Vollendung der neuen Strasse im Müsligebiet zum Vorschein gekommen sind. Sie bleiben immer in dem unteren Theile des Schuttstromes selten und scheinen im untersten Drittel ganz zu fehlen, während sie oben im Unterthal und gegen den Düniberg sehr häufig werden. Das Vorkommen dieser Nummulitenblöcke im unteren Theile des Schuttstromes kann nun entweder dadurch erklärt werden, dass dieselben am Fusse des Tschingelberges als älterer Schutt gelegen haben und dann vom Schutt des Bergsturzes vorgestossen worden sind, oder auch dadurch, dass in der That eine Nummulitenkalkbank ziemlich tief in die Ausbruchsnische hineinzieht. Mein pag. 103 gesperrt gedruckter Satz bleibt in der That bestehen, wenn auch der Beweis für denselben nicht von der ganz ausschliesslichen Schärfe ist, wie ich früher dachte. Da die Nummuliten sich auch noch tiefer im Abrissgebiet finden, ist ihr vereinzeltes Auftreten auch weiter aussen im Schuttstrom nicht nur erklärlich, sondern sogar nothwendig. Die Vertheilung der Gesteinsarten im Schuttstrom entspricht vollständig auch nach der relativen Quantität der einzelnen Gesteinsarten derjenigen im Abrissgebiet.

b. Mittheilungen von Herrn Lehrer Wyss, Leiter der meteorologischen Station in Elm, und von Herrn Pfarrer Mohr daselbst:

1. „Tagwenvogt Mathias Rhyner und Posthalter Georg Rhyner schafften sich während des Betriebes des Schieferbruches eine 30 Meter lange Strickleiter an, die sie in ihrem Schiefermagazin, das zwischen dem Ramin und Tschingelbach zu oberst im Unterthal stand, bis zum Bergsturze aufbewahrten. Diese Schiefermagazine wurden bekanntlich vom ersten kleinen Sturze theilweise, vom zweiten gänzlich mit Blöcken überschüttet und eingedeckt, da sie unmittelbar am Fusse des Steilhanges standen. Die Strickleiter wurde beim Urbarisiren im Schuttstromrande, der vom dritten, dem Hauptsturz, herrührt, in des Sager Jakob Rhyner's Liegenschaft nahe dem Eschen aufgefunden an einem Orte, der weit vom Schuttwall des zweiten Sturzes entfernt ist, so dass man annehmen muss, beim Hauptsturz seien die vorher abgelagerten Trümmerhaufen der beiden vorangegangenen kleineren Stürze bis auf den Grund wieder aufgewühlt worden." Die geradlinige Entfernung des Fundortes der Strickleiter vom ursprünglichen Standort beträgt ca. 720 m, in der Richtung der unter dem Düniberg und um die Knollenecke ausbiegenden Fluidallinien des Schuttstromes gemessen aber wohl 850 m.

2. „Bei Herstellung der Landstrasse durch den Schutt im Müsli fand man ein Leintuch und ein Hemd mit dem Namen der ELSBETH ELMER aus dem Unterthal, sowie Stücke von hölzernen Geschirren mit dem eingebrannten Namen des MEINRAD BÄBLER, der vor der Katastrophe ebenfalls im Unterthal seinen Wohnsitz hatte." Ich habe noch beizufügen, dass das Haus des MEINRAD BÄBLER und des ELSBETH ELMER, mitten im flachen Unterthal gelegen, schon vom zweiten Sturz mit Trümmern zugedeckt worden war. Der Fundort dieser Gegenstände im Müsli liegt 1050 m vom ursprünglichen Standpunkte in gerader Linie entfernt.

3. „Tagwenvogt MATHIAS RHYNER sagt mir, dass er ein ihm zugehörendes Haumesser (Schroteisen) mit eingravirtem Namen, das er vor dem Sturz auf seinem Stall im Unterthal aufbewahrte, letzten Herbst im Schutte auf seinem Gute im Müsli aufgefunden habe." Die Distanz beträgt wenigstens 1 km, und wahrscheinlich ist der Stall, in welchem das Messer lag, schon vom zweiten Sturz bedeckt worden.

4. „Diverse Kleidungsstücke, Kissen mit eingezeichneten Namen, ein Sack Mehl, Garn und ein grösseres Stück Tuch aus dem vom zweiten Sturze eingedeckten Hause des MEINRAD BÄBLER im Unterthal fand man auf der rechten Seite des Schuttstromes nahe der Eschenruns" in ca. 950 m Entfernung vom ursprünglichen Standort.

5. „Letzten Frühling fand Tagwenvogt MATHIAS RHYNER an der vordersten Schuttgrenze im Müsli zwei ganz gut erhaltene Brotbüchlein (zum Eintragen von Brotkäufen aus den Jahren 1878 und 1881) für WERNER ELMER im Unterthal, sowie einige Kuhketten mit dem eingeritzten Namen des WERNER ELMER. Im Brotbüchlein für 1881 war noch am Tage der Katastrophe Brot eingeschrieben worden. Es ist durch eine Menge Augenzeugen erwiesen, dass das Haus des WERNER ELMER im Unterthal schon beim zweiten Sturz mit Blöcken zugedeckt worden war." Die Distanz der Funde im Schutt von ihrem ursprünglichen Standort im Unterthal beträgt ca. 1100 m.

6. „Ebenfalls an der vordersten Schuttgrenze im unteren Theil des Müsli hart am Sernft fand SEBASTIAN BÄBLER aus Sulzbach im Schutt eingeknetet die Militäreffecten sammt Gewehr seines Bruders MEINRAD BÄBLER aus dem Unterthal" in 1100 bis 1150 m Distanz von ihrem ursprünglichen Standorte.

7. Im vergangenen Frühling fand Bergführer HEINRICH ELMER, Sohn, im Düniberg beim Wegräumen von Schutt ein dem Bannwart BEAT RHYNER aus dem Unterthal zugehörendes Haushaltungsbüchlein, das noch so gut erhalten war, dass sämmtliche Notizen in demselben lesbar sind.

Herr Pfarrer Mohr berichtet mir:

8. Joh. Ulrich Geiger wurde beim Fliehen während des zweiten Sturzes im Boden des Unterthales von einem grossen Stein getroffen, stürzte lautlos zusammen und wurde nachher noch ganz mit Steinen überdeckt. So erzählen übereinstimmend diejenigen, welche mit ihm geflohen und glücklicher gewesen sind. Von der Leiche des Joh. Ulrich Geiger wurden mehrere an den anhängenden Kleidungsstücken, besonders den Schuhen, ganz sicher identificirbare Stücke hernach in der Runse zwischen Alpegli und Knollen im Schuttrande aufgefunden." Diese Stelle liegt ungefähr 70 bis 80 m höher und 250 m von der Stelle entfernt, wo Geiger zugedeckt wurde.

9. „Es wurden im hinteren Eschen und sogar oben am Düniberg (etwas rechts vom Dünibergstall) grosse rundliche Steine gefunden, die deutlich als Steine aus dem Tschingel und Raminbach kenntlich waren. Wahrscheinlich hat der erste Sturz sie aufgewühlt und der dritte sie dann mit fortgerissen." Distanz für hinteren Eschen 600 m, für Düniberg 200 m.

Ein Blick auf meine Kartenskizze des Bergsturzgebietes wird die Bedeutung dieser Funde in das richtige Licht stellen. Die sämmtlichen hier aufgeführten 9 Fälle beziehen sich auf Gegenstände, welche vom zweiten Sturze mit mächtigen Felstrümmern ganz zugedeckt worden sind und somit nicht vom Windschlag des Hauptsturzes ergriffen werden konnten. Sie beweisen, dass der Hauptsturz schon oben im Unterthal als Trümmerstrom den Boden erreichte und alles auspflügend dem Boden entlang durch den wenig geneigten Thalgrund hinausgefahren ist. No. 8 zeigt überdies, dass auch das Hinaufbranden des Schuttes am Düniberg und Alpegli wühlend und schürfend dem Boden entlang ging.

Eine Reihe von anderen interessanten Funden beweisen ebenfalls das Strömen des Schuttes dem Boden entlang, beziehen sich aber nicht auf Gegenstände, die schon beim zweiten Sturz eingedeckt worden waren. Es ist deshalb denkbar, wenn auch oft sehr unwahrscheinlich, dass der Luftschlag mitgewirkt habe. Dieselben sind (von Herrn Lehrer Wyss berichtet):

10. Beim Haus des Bauern Jakob Elmer zuoberst im Unterthal stand ein alter grosser Apfelbaum, dessen zerschundener Stamm sammt der Wurzel letzten Frühling beim Wegräumen von Schutt im Düniberg am Rande des Trümmergebietes wieder zum Vorschein kam."

11. „Ein Grabstiel, der im Hause des alt Landrath Fridolin Zentner im Unterthal aufbewahrt wurde, fand sich an der äussersten Schuttgrenze im Gute des Bauers Tost Zentner im Müsli. Dieser Grabstiel war noch so erhalten,

dass der darauf befindliche Name (WOLFGANG ZENTNER) genau erkennbar war. Er wird von den Verwandten sorgfältig aufbewahrt.“

12. „Das Dachfenster sammt Balkenrahmen vom Hause des alt Landrath FRIDOLIN ZENTNER im Unterthal fand sich nach der Katastrophe an der Schuttgrenze in dem Gute Müsli; ebenso eine grössere Anzahl Kleidungsstücke aus erwähntem Hause.“

13. „THOMAS SCHNEIDER im Dorf Elm berichtet mir, dass seine Schwägerin ANNA ELMER im Unterthal auf der Firstkammer im Hause des alt Landrath FRIDOLIN ZENTNER dortselbst einen Koffer mit Kleidungsstücken und ihr Kassaheft, lautend auf die Dorfkasse Schwanden, aufbewahrte. Beim Bau der Landstrasse durch den Schutt im Müsli wurde das erwähnte Kassabüchlein in einer Zeitung eingewickelt unter einem grossen Steine noch unbeschädigt aufgefunden und liegt zur Zeit bei Herrn Waisenvogt G. RHYNER.“

In den Fällen No. 10, 11, 12 und 13 handelt es sich jeweilen um eine Distanz von 850 bis 1000 m, um welche die Gegenstände dislocirt worden sind. So viel dergleichen Reste aus dem Unterthal — erkenntliche und bestimmten früheren Eigenthümern zuweisbare oder auch unidentificirbare — gefunden worden sind, sie alle lagen eingebettet in den peripherischen Theilen des Schuttstromes, aber niemals sind solche ausserhalb des Schuttstromes lose gefunden worden, wie es doch auch vorkommen müsste, wenn der Wind sie in dieser Richtung fortgeworfen hätte. Der Schuttstrom wirkte eben auf seiner ganzen Länge wie ein Schneepflug, er flog nicht frei durch die Luft!

---

## 6. Herr J. FELIX an Herrn BEYRICH.

## Ueber tertiäre Laubhölzer.

Leipzig, Ende Juli 1882.

Unter den mir zur Untersuchung überlassenen Holzopalen des Dresdener Museums fand ich ein Exemplar von Tapolesan, welches den Holzkörper einer Liane darstellt. Es gehört zu der Gattung *Helictoxylon*. Die Gefässe sind ausserordentlich gross (bis 0,40 mm) und zahlreich, von Parenchym umgeben.* Die Markstrahlen werden selten über 3 Zellen breit, sind aber von bedeutender Höhe. Den übrigen

Raum nimmt das Libeiform ein, wegen dessen starker Entwickelung ich die Art als *Helictoxylon anomalum* bezeichnen werde. Eine andere Schlingpflanze ist die von UNGER beschriebene *Lillia viticulosa.* Letztere wird von CORDA zu den Zygophylleen gerechnet, was jedoch durchaus unrichtig ist. Sie gehört vielmehr zu den Menispermaceen und scheint nahe verwandt mit dem lebenden *Boscinium fenestratum.* Ein anderes opalisirtes Holz ist als *Quercinium primaevum* zu bezeichnen (ebenfalls von Tapolesan). Ueberhaupt scheinen Eichenhölzer unter den Holzopalen Ungarns nicht allzuselten zu sein. SCHLEIDEN beschreibt wenigstens 6, unter jenen ein *Quercinium compactum* und zwei andere Hölzer als *Schmidites vasculosus* und *Schimperites leptotichus.* Von allen konnte ich Original-Präparate untersuchen. Die Bestimmung von *Quercinium compactum* ist richtig, indess sind *Schmidites vasculosus* und *Schimperites leptotichus* ebenfalls nur Eichenhölzer und deshalb zu der Gattung *Quercinium* zu ziehen. Ueberhaupt sind ältere Bestimmungen fossiler Laubhölzer nur zu häufig unrichtig. So beschreibt UNGER ein Holz von Joachimsthal in Böhmen als *Ulminium diluviale.* Es ist jedoch kein Ulmenholz, sondern dürfte wahrscheinlich zu den Laurineen gehören Am meisten Aehnlichkeit zeigt sein anatomischer Bau mit dem von *Persea gratissima.* Unter den Wurzel-Einschlüssen eines fossilen *Cupressoxylon* der Dresdener Sammlung zeigten sich besonders einige Monocotyledonen-Wurzeln sehr schön erhalten. Die eine derselben zeigt in ihrem Bau eine grosse Uebereinstimmung mit Smilaceen-Wurzeln, weshalb ich sie als *Rhizonium smilaciforme* bezeichnen werde. Der Gattungsname rührt von CORDA her, welcher zuerst fossile Wurzel-Einschlüsse beschrieb. Andere dagegen sind den Wurzeln von *Typha* sehr ähnlich (*Rhizonium typhaeoïdes* FEL.). Ausserdem finden sich Wurzeln von Dicotyledonen, Coniferen und Farnen. Die Coniferen-Wurzeln gehören wahrscheinlich zu *Rhizocupressoxylon Protolarix.* — Alle näheren Verhältnisse und die Begründungen meiner Resultate werde ich in einer Abhandlung zusammenfassen, welche noch im Laufe dieses Jahres an gleicher Stelle erscheinen wird.

---

### 7. Herr JENTZSCH an Herrn BERENDT.

## Ueber rothe Quarze in preussischen Gesteinen.

Königsberg i. Pr., den 3. August 1882.

Bei der Kartirung von Section Frauenburg der geologischen Karte der Provinz Preussen erkannten Sie gewisse geschiebefreie Sande der Elbinger Höhe als Tertiär, und die denselben

einen völlig diluvialen Habitus verleihenden, zahlreich beigemengten grellrothen Körnchen als Quarze. Das Mikroskop bestätigt diese Bestimmung vollkommen; denn wenngleich die am intensivsten gefärbten Körner so trübe sind, dass eine Untersuchung ihrer optischen Eigenschaften unmöglich ist, so finden sich doch zahlreiche andere, welche an den durchsichtigen Rändern die charakteristisch lebhaften Polarisationsfarben des Quarzes deutlich zeigen. Es finden sich Uebergänge sowohl zu wasserklaren als zu trüben weissen Quarzen, an denen man, unregelmässig vertheilt, flockige Einlagerungen von rostrother bis fleischrother Farbe als das färbende Princip jener Quarze erkennt.

Die vordiluviale Anwesenheit dieser rothen Quarze in jener Gegend wird überraschend bestätigt und illustrirt durch ein im vorigen Jahre vollendetes Bohrloch zu Englischbrunn bei Elbing, welches dieselben rothen Körner als Material der Kreideformation kennen lehrte. Dort traf man unter 126 m diluvialen Schichten (der grössten bisher in Ost- und Westpreussen beobachteten Mächtigkeit derselben) bis zu der erreichten Gesammttiefe von 153 m, also 27 m mächtig, eine Masse, kreideartig, von heller Farbe, welche sich, wie die übrigen bei uns bekannten Kreidevorkommnisse, als durch Kreidestaub verbundener feiner Sand erweist. Zahlreiche, doch vorwiegend kleine Foraminiferen (*Dentalina* etc.) mit äusserst sparsamen, unbestimmbaren Conchylienstückchen gemengt, beweisen, im Verein mit der Mächtigkeit und Gleichförmigkeit der Schicht deren Ursprünglichkeit und marine Ablagerung. Der die Grundmasse dieses Kreidemergels bildende Sand enthält in allen Tiefen reichlich die den obigen völlig gleichen rothen Körner von ca. 0,3 mm Durchmesser, welche auch hier sich zumeist als Quarze erweisen; in manchen wird die weisse und rothe geflammte trübe Quarzmasse durch wasserklare Quarzäderchen von etwa 0,1 mm Dicke durchsetzt.

Neben den Quarzen finden sich vereinzelt andere Mineralien, unter denen ich auch Feldspath mit Sicherheit zu erkennen glaube. So beobachtete ich ein gleichförmig rothgefärbtes, undurchsichtiges, theilweise eben begrenztes Korn mit einzelnen einspringenden Winkeln, die nur durch Spaltungsflächen begrenzt sein können. In einem anderen Korn zeigte sich Quarz, verwachsen mit einem trüben, farblosen, nicht dichroitischen Mineral, welches in schwächeren Farben polarisirt und zwei Spaltungsrichtungen erkennen lässt; in beiden Mineralien sind rothe Flocken ungleichmässig vertheilt.

Nach Sorby deuten mit Quarzen verwachsene Feldspäthe auf zerstörtes Granit- oder Gneissterrain, auf welches wir ohnehin unsere Kreidesande zurückführen müssen. Feldspäthe und

andere Silicate deuten an, dass zur Kreidezeit der zugeführte granitische Detritus nicht völlig zersetzt wurde. Wahrhaft definitiv ist die Zersetzung zu Quarz- und Glimmerrückständen erst in den kohlenführenden Tertiärschichten erfolgt, was durch die bekannten Eigenschaften der Humusstoffe sich leicht erklärt und mit dem Auftreten plastischer Thone in Begleitung der Kohlen gut übereinstimmt. Der Glaukonit der Kreide und des unteren Oligocäns ist eine submarine Neubildung, welche die Zufuhr zersetzbarer Silicate voraussetzt und selbst nur als ein Stadium der bei Luftzutritt sich vollendenden Zersetzung erscheint. Unzersetzte Reste haben hiernach nichts besonders Auffälliges. Das einzige Bleibende in der Erscheinungen Flucht sind die Quarze, welche nach Färbung, Durchsichtigkeit und fremden Einschlüssen, insbesondere betreffs der Flüssigkeitseinschlüsse vielfach variiren und uns bei genauer Untersuchung wohl Handhaben für interessante Schlüsse bieten werden. So stehen die rothen Kreide- und Tertiär-Quarze der Elbinger Höhe vorläufig ziemlich isolirt da, und es dürfte mit eine Aufgabe künftiger Untersuchungen sein, Verbreitung und Herkunft dieser rothen Quarze zu ermitteln.

## 8. Herr Bölsche an Herrn Berendt.

## Ueber das Diluvium bei Osnabrück.

Osnabrück, den 11. August 1882.

Durch Herrn Martin aus Leiden dazu veranlasst, im Anschluss an seine Arbeit über das gemengte Diluvium der Dammer Berge (Abhandl. des nat. Vereins zu Bremen Bd. 7. Heft 3) dem Studium dieser Formation eine grössere Aufmerksamkeit zu widmen, habe ich angefangen, zu diesem Zwecke allmählich Material zusammenzutragen. Indem ich eine specielle Bearbeitung des Diluviums zwischen der Weserkette und dem Teutoburger Walde später einmal in Gemeinschaft mit Herrn Weerth in Detmold auszuführen gedenke, erlaube ich mir, an dieser Stelle die Resultate meiner bisherigen Beobachtungen nur ganz kurz zu skizziren. Das Diluvium der Umgebung von Osnabrück besteht theils aus ungeschichtetem Geschiebemergel, theils aus geschichteten Sanden und Kiesen. Der erstere scheint sich in seiner typischen Form nur an verhältnissmässig wenigen Stellen erhalten zu haben, so in Hickingen ($^3/_4$ Stunden südöstlich) und unweit Bellevue ($^1/_4$ Stunde westlich von der Stadt); an



den meisten Orten ist er in Folge der Auslaugung seines Kalkes durch einsickernde Tagewässer in Lehm und durch gleichzeitige Fortführung seines Thongehaltes in lehmigen Sand übergeführt. Immer enthält das ungeschichtete Material eine grosse Anzahl von Geschieben theils einheimischen, theils nordischen Ursprungs. An einzelnen Punkten, z. B. bei Bellevue, dominiren die einheimischen, an anderen die nordischen, z. B. in Hickingen. Die meisten grösseren, z. Th. mehrere Kubikmeter Inhalt fassenden erratischen Blöcke, die man an vielen Orten zuweilen in grosser Menge auf der Oberfläche des Landes antrifft, haben ihre ursprüngliche Lagerstätte in diesen Geschiebemergeln und Geschiebesanden. Die nordischen Gesteine bestehen hauptsächlich aus Granit, Syenit, Quarzit, Gneiss, Quarzporphyr, Kreide und Feuerstein in allen Grössen. Deutliche Schrammen konnte ich nur an einem grösseren erratischen Blocke granitischen Gesteins aus dem Geschiebemergel von Bellevue constatiren. Die einheimischen Gesteine sind, abgesehen von den Sphärosideritgeoden, fast immer mehr oder weniger eckig und scharfkantig und zeigen zum grossen Theile sehr deutliche Schliffe, Ritzen und Schrammen. Solche geritzten Geschiebe wurden z. B. in dem Geschiebemergel von Bellevue und Hickingen und in dem lehmigen Sande, der den Muschelkalk an der Ostseite des Düstruper Berges, den Lias am Teufelsbackofen bei Vehrte und den Kohlensandstein auf der Höhe des Piesberges bedeckt, gefunden. Wie man bei Bellevue und Hickingen sehr schön beobachten kann, sind sie ebenso wie die nordischen Geschiebe ganz regellos in dem ungeschichteten festen Geschiebemergel vertheilt. Soweit meine Beobachtungen jetzt reichen, stammt das Material, aus denen sie bestehen, fast immer aus der Nähe und zwar aus Schichten, die nördlich von den betreffenden Fundstellen anstehen. So z. B. enthält das Diluvium von Bellevue Sandsteine und Conglomerate, die vollständig mit denen des nördlich liegenden Piesberges übereinstimmen. Gesteine, die nur südlich im Teutoburger Walde vorkommen, habe ich noch nicht nachweisen können.

Geht man von der Ansicht aus, dass der Blocklehm als Grundmoräne einer Gletschereisdecke anzusehen ist, so war es nicht unmöglich, am Piesberge, wo schon seit längeren Jahren grosse Steinbrüche im Kohlensandstein im Betriebe sind, auf der Oberfläche des letzteren Spuren der einstigen Bedeckung durch Gletscher nachweisen zu können. Wenn es mir auch gelang, an dem Ausgehenden der Sandsteinschichten ganz ähnliche Verhältnisse zu beobachten, wie sie Wahnschaffe (s. diese Zeitschrift Bd. XXXII. pag. 785. Fig. 4) als durch eine sog. locale Grundmoräne hervorgerufen von dem Bonebedsandstein

von Velpke beschrieben hat, so konnte ich doch nicht Schrammen auf anstehendem Gesteine auffinden. Herrn HAMM aus Osnabrück ist es jedoch gelungen, in einem verlassenen Bruche am alten Franz-Schacht nicht weit unterhalb der höchsten Erhebung des Piesberges (nach Mittheilung des hiesigen Markscheiders ca. 155 Meter über Normal Null) zu beobachten. In dem bedeckenden Sande fanden sich gekritzte Geschiebe; in der Nähe liegen auch grössere nordische Blöcke auf der Oberfläche. Nähere Mittheilungen über den betreffenden Fund und auch überhaupt über das Diluvium des Piesberges wird der Betreffende noch in der nächsten allgemeinen Versammlung der Gesellschaft machen.

Die im hiesigen Diluvium noch auftretenden, deutlich geschichteten Kies- und Sandschichten sind an verschiedenen Punkten durch Gruben aufgeschlossen. Die Kiesschichten bestehen sowohl aus einheimischem als auch nordischem Material. Welche Stellung dieselben zum Geschiebemergel und Geschiebesande einnehmen, konnte ich bis jetzt noch nicht ermitteln, da tiefere Einschnitte meist fehlen. Nur bei Bellevue war die Ueberlagerung eines feinen Sandes und Kieses durch den Blocklehm zu beobachten. Erstere besitzen eine Mächtigkeit von 4—5 Metern und zeigen zum Theil sehr schön eine discordante Parallelstructur. Ob es gelingen wird, das Diluvium zwischen der Weser-Kette und dem Teutoburger Walde in ähnlicher Weise, wie es im östlichen Theile unseres Flachlandes geschehen ist, einzutheilen, müssen erst genauere Untersuchungen zeigen.

# C. Verhandlungen der Gesellschaft.

## 1. Protokoll der April-Sitzung.

Verhandelt Berlin, den 5. April 1882.

Vorsitzender: Herr Beyrich.

Das Protokoll der März-Sitzung wurde vorgelesen und genehmigt.

Der Vorsitzende legte die für die Bibliothek der Gesellschaft eingegangenen Bücher und Karten vor.

Herr K. A. Lossen legte eine stielrunde *Knorria* und den wohlerhaltenen Abdruck der Gelenkfläche eines Crinoidenstiels aus dem Quarzitsandsteinbruche des Kienbergs bei Ilsenburg, eingesandt durch Herrn Bergrath Webers daselbst, vor, als die ersten Versteinerungen aus diesen anerkanntermaassen zum Bruch- und Ackerberge gehörigen Quarziten zwischen Ecker und Ilse. Crinoidenstielglieder waren bisher namentlich vom Acker her bekannt geworden; Pflanzenreste sind aber hier zum erstenmale aus diesem, von F. A. Rœmer der Culmformation zugerechneten, von dem Vortragenden als ein kalkleeres, versteinerungsarmes Unterdevon angesprochenen Schichtensysteme nachgewiesen. Da *Knorria* schon in der Tanner Grauwacke (Scharzfelder Zoll) und in den die Harzgeroder Hercynfauna begleitenden Grauwacken von Lindenberg und Wolfsberg unter den Harzer Graptolithenschichten gefunden wird, andererseits auch aus den Culmschichten des Oberharzes bekannt ist, bleibt man für die Altersbestimmung der Quarzite gleichwohl nach wie vor auf die Lagerungsverhältnisse angewiesen (vergl. diese Zeitschrift 1877. Bd. XXIX. pag. 618 ff.).

Herr Remelé sprach über die Geschiebe von sogenanntem „Wesenberger Gestein“, über welche von ihm eine erste Mittheilung bereits in der Juli-Sitzung 1880 der deutschen

geologischen Gesellschaft gemacht worden ist.[1]) Seitdem ist diese Geschiebe-Art dem Redner noch öfter begegnet, nicht allein bei Eberswalde und in der näheren Umgebung dieser Stadt, sondern u. a. auch bei Angermünde, sowie in einigen mecklenburgischen Sammlungen. Während die meisten Stücke des Gesteins, wie schon bei jener früheren Gelegenheit bemerkt wurde, sich frei von Versteinerungen erweisen und demnach damals nur eine sehr geringe Anzahl von Fossilien derselben namhaft gemacht werden konnte, haben die neuen Funde eine ziemlich bedeutende Zahl von Petrefacten geliefert. Nicht allein wurden bei Eberswalde etliche hierher gehörige Gerölle gefunden, welche ausnahmsweise reich an organischen Einschlüssen waren, sondern der Vortragende hatte auch bei einem Besuche in Neubrandenburg im Februar dieses Jahres Gelegenheit, in der BOLL'schen Sammlung eine ansehnliche Zahl von Versteinerungen dieses Wesenberger Gesteins zu sehen, welche aus einigen wenigen Geschieben vom Gerichtsberg bei Neubrandenburg herausgeschlagen worden sind.

Zunächst kann nunmehr eine Ergänzung zu den früheren Angaben über die petrographische Beschaffenheit der fraglichen Geschiebe gegeben werden. Im frischen Zustande ist das Gestein bei flachmuscheligem, resp. splittrigem Bruch theils ein hell-gelblichgrauer, stellenweise in's Röthliche fallender, theils ein fleischrother, dichter Kalk, in beiden Fällen mit helleren oder dunkleren rothen Flecken oder Streifen, sowie mit Nesterchen oder Adern von Kalkspath, welcher mitunter farblos, theilweise aber ebenfalls, und zwar meist schwärzlichviolett durch eingemengtes Eisenoxyd, gefärbt ist. Die Aehnlichkeit, welche die Kalksteinmasse in ihrem gewöhnlichen sehr compacten Zustande mit dem lithographischen Kalk und zugleich auch mit dem typischen Gestein der Wesenberg'schen Schicht in Ehstland zeigt, das in verschiedenen Stücken zur Vergleichung vorgelegen hat, fällt sofort in's Auge, namentlich wenn die gelblichgraue Farbe vorwiegt. Zu bemerken ist jedoch, dass das Gestein mitunter durch reichlicheres Auftreten der krystallinischen Partieen ein etwas körniges Aussehen gewinnt, dass übrigens manchmal an einem und demselben Stücke der Uebergang der dichten compacten Normalbeschaffenheit in diese veränderte Textur zu beobachten ist. Seltener findet sich dieselbe Geschiebe-Art in einer etwas verwitterten Abänderung, wovon die BOLL'sche Sammlung zu Neubrandenburg Einiges enthält. Der Kalkstein ist dann von matterem Aussehen, hier und da selbst schon ziemlich mürbe, licht gelblichgrau und z. Th. in's Röthliche spielend mit violettrothen

[1]) Diese Zeitschrift Bd. XXXII. pag. 643–645.

Flecken oder noch auffallender buntfarbig. Seine Zugehörigkeit zum gewöhnlichen Wesenberger Gestein ergiebt sich aus den vorhandenen Petrefacten; sie spricht sich aber z. B. auch darin aus, dass, ganz wie bei der typischen Abänderung, Kalkspathstreifen hindurchgehen, welche theilweise eine dunkle, schwärzlichrothe bis violettschwarze Eisenoxyd-Färbung besitzen.

Dass man es bei dem besprochenen Wesenberger Gestein mit einem recht reinen Kalkstein zu thun hat, zeigte eine im Laboratorium des Redners an der Eberswalder Forstakademie ausgeführte Analyse, welche 96,1 pCt. kohlensauren Kalk ergab. Die Untersuchung wurde an einem frischen, gelblichgrauen Stück mit röthlichen Partieen von Heegermühle vorgenommen, demselben, welches hauptsächlich der früheren Notiz zu Grunde lag, und in dem der Vortragende zum ersten Mal bei diesem Gestein einen fossilen Rest — ein Exemplar der unten erwähnten grossen *Murchisonia* — zu Gesicht bekommen hatte.

Die bisher von ihm beobachtete Fauna dieser Geschiebe, welche der Gesellschaft vorgelegt wurde, weist Folgendes auf:

*Chasmops* cf. *Wesenbergensis* Fr. Schm.; *Sphaerocoryphe* sp. (in einer fein granulirten Glabella vorliegend); *Cybele* aff. *Kutorgae* Fr. Schm. (vollständiges Exemplar); *Calymene* cf. *pediloba* F. Rœm., resp. *senaria* Conr. [1]); *Illaenus Roemeri* Volb.; *Illaenus* nov. sp.; *Isotelus* sp.; *Lituites antiquissimus* Eichw. sp. [2]);

---

[1]) Fr. Schmidt führt in seinem neuesten Werk (Revision der ostbaltischen silur. Trilobiten, St. Petersburg 1881, pag. 38 u. 40) die in der Lyckholm'schen und Borkholm'schen Schicht in Ehstland vorkommende *Calymene*-Art, welche von Nieszkowksi zu *Calymene brevicapita* Portl. gestellt worden war, als *Calymene senaria* Conrad an, nachdem er sie schon in seinen „Untersuchungen über die silurische Formation von Ehstland, Nord-Livland und Oesel, Dorpat 1858", pag. 186 als der Conrad'schen Species nahestehend bezeichnet hatte. Mit diesem Fossil ist dasjenige, welches Ferd. Roemer (Fossile Fauna der silur. Diluvial-Geschiebe von Sadewitz, Breslau 1861, pag. 74) unter dem Namen *Calymene pediloba* beschrieben hat, zum mindesten sehr nahe verwandt, wenn nicht identisch.

[2]) Dem Redner war aus dem Wesenberger Gestein vor zwei Jahren nur das l. c. schon namhaft gemachte Exemplar dieser Art bekannt, welches dem Berliner paläontolog. Museum gehört und in der Gegend von Bromberg gefunden wurde. Das fragliche Geschiebe war von ihm zu jenem Gestein gerechnet worden, obwohl es durch vorwiegende lebhaft ziegelrothe Färbung ein etwas ungewöhnliches Aussehen besitzt. Diese Auffassung wird nun vollauf bestätigt durch ein in der Brückner'schen Collection zu Neubrandenburg befindliches und bei letzterer Stadt gesammeltes Stück von typischem Wesenberger Gestein, fleischroth mit einzelnen blass ziegelrothen, mürben Partieen, das einen an der subquadratischen Form des Querschnitts, der Lage des Sipho etc. vortrefflich bestimmbaren Rest der vorgenannten imperfecten Lituiten enthält.



*Orthoceras* cf. *seps* Eichw.; *Orthoceras* sp. cf. *Cycloceras serpentinum* Eichw. (?); *Murchisonia insignis* Eichw. sp. var. (die grosse Form der Wesenberger Schicht in Ehstland)[1]); *Murchisonia* cf. *Nieszkowskii* Fr. Schm.; *Turbo (Cyclonema) rupestris* Eichw.; *Euomphalus* sp.; *Orthisina Verneulii* Eichw. var. *Wesenbergensis* v. d. Pahl.; *Platystrophia (Orthis) lynx* Eichw.; *Spirifer (Orthis) insularis* Eichw; *Orthis testudinaria* Dalm.; *Orthis* aff. *expansa* Sow., sowie andere nicht näher bestimmbare *Orthis*-Formen; *Strophomena tenuistriata* Sow.; *Strophomena deltoidea* (Conr.) Vern.; *Leptaena sericea* Sow. (kleine Form), und eine andere Art, die etwas an *Leptaena imbrex* Pand. erinnert; *Atrypa* sp., ähnlich einer der kleinen Arten des Fenestellenkalks; *Discina* sp.; *Ctenodonta* sp.; *Ptilodictya* sp., sehr zierliche verästelte Form aus der Verwandtschaft von *Ptilodictya acuta* Hall und *costellata* M' Coy[2]); *Dianulites Haydenii* Dybowski; *Streptelasma* sp.

Um nun die Beurtheilung der geognostischen Stellung, welche den Geschieben vom Wesenberger Gestein zukommt, zu erleichtern, ist in der nachstehenden Tabelle nach Fr. Schmidt die Verbreitung der hier in Betracht kommenden Fossilien in der Wesenberg'schen, Lyckholm'schen und Borkholm'schen Schicht in Ehstland angegeben.

(Siehe die Tabelle auf pag. 449)

Aus der nebenstehend mitgetheilten Zusammenstellung ist ersichtlich, dass die im Jahrgang 1880 dieser Zeitschrift gegebene Altersbestimmung der besprochenen Geschiebe, welche eigentlich nur auf die grosse Form von *Murchisonia insignis* Eichw. sp.[3]) gegründet war, im Wesentlichen das Richtige getroffen hatte. Von den identischen Arten in Ehstland oder denjenigen, die zunächst zur Vergleichung herangezogen wer-

---

[1]) Diese sehr grosse Form, welche eins der bezeichnendsten Fossilien der in Rede stehenden Geschiebe ist, war früher von Fr. Schmidt (Unters. etc. pag. 202) zu *Murchisonia bellicincta* Hall gestellt worden, wobei er dieselbe jedoch schon als vielleicht identisch mit „*Pleurotomaria insignis* Eichw." bezeichnet hatte. Sie unterscheidet sich von *Murchisonia bellicincta* durch ein viel schnelleres Anwachsen des Gewindes und in Verbindung damit eine weit höhere Schlusswindung; zugleich aber erfolgt auch die Stärkezunahme noch namhaft rascher als bei der Normalform von *Murchisonia insignis*. Das grösste in der Eberswalder Gegend gefundene Exemplar ist reichlich 14 Centim. hoch, obwohl die Spitze abgebrochen ist, und in der Schlusswindung etwa $7^1/_2$ Centim. dick.

[2]) Die Unterschiede, welche M' Coy (British Palaeozoic Fossils, fasc. I., Cambridge 1851, pag. 46) zwischen diesen beiden Formen gelten lässt, scheinen äusserst geringfügig zu sein.

[3]) A. a. O. ist dieses Fossil nach der älteren Bezeichnung Fr. Schmidt's noch mit *Murchisonia bellicincta* Hall verglichen.

| Arten, resp. nächste Verwandte der Fauna der Geschiebe von Wesenberger Gestein. | Wesenberger Schicht. E. | Lyckholmer Schicht F. 1. | Borkholmer Schicht. F. 2. |
|---|---|---|---|
| 1. *Chasmops Wesenbergensis* Fr. Schm. | + | – | – |
| 2. *Sphaerocoryphe* sp. | – | + (*granulata* Ang.) | + |
| 3. *Cybele Kutorgae* Fr. Schm. | + | – | – |
| 4. *Calymene* sp. | + | + (*senaria* Conr.) | + (*senaria* Conr.) |
| 5. *Illaenus Roemeri* Volb. | – | + | + |
| 6. *Isotelus* sp. | + | + | + (*gigas* Dekay) |
| 7. *Lituites antiquissimus* Eichw. sp. | + ? | + | + |
| 8. *Orthoceras seps* Eichw. | + | – | – |
| 9. *Orthoceras (Cycloceras) serpentinum* Eichw. | – | + | |
| 10. *Murchisonia insignis* Eichw. sp. var. | + | – | – |
| 11. *Murchisonia Nieszkowskii* Fr. Schm. | – | – | + |
| 12. *Turbo (Cyclonema) rupestris* Eichw. | – | + | – |
| 13. *Euomphalus* sp. | + | – | – |
| 14. *Orthisina Verneuilii* Eichw. var. *Wesenbergensis* v. d. Pahl | + | – | – |
| 15. *Platystrophia (Orthis) lynx* Eichw. | + | + | + |
| 16. *Spirifer (Orthis) insularis* Eichw. | – | + | – |
| 17. *Orthis testudinaria* Dalm. | + | – | – |
| 18. *Orthis (Strophomena) expansa* Sow. | – | – | + |
| 19. *Strophomena tenuistriata* Sow. | – | + | + |
| 20. *Strophomena deltoïdea* (Conr.) Vern. | + | – | – |
| 21. *Leptaena sericea* Sow. | + | – | – |
| 22. *Atrypa* sp. | | – | + |
| 23. *Discina* sp. | – | – | + (*gibba* Lindstr.) |
| 24. *Ptilodictya* sp.[1] | + | – | + (*costellata* M' Coy) |
| 25. *Dianulites Haydenii* Dyb. | + | – | – |
| 26. *Streptelasma* sp. | + | + (*europaeum* F. Roem.) | – |

[1] In der Lyckholm'schen und der Borkholm'schen Schicht findet sich nach Fr. Schmidt auch *Ptilodictya pinnata* F. Roem., welche hier jedoch unberücksichtigt gelassen wurde, da sie von der in den betrachteten Geschieben vorkommenden Form durchaus verschieden ist.

den mussten, fallen 16 auf die Wesenberger, 11 auf die Lyckholmer und 12 auf die Borkholmer Zone. Auffällig bleibt hiernach immerhin, dass so viele der betreffenden Fossilien sich den beiden über der Wesenberg'schen Schicht liegenden Stufen einordnen. Man kann also nur so viel behaupten, dass jene Geschiebe-Art ungefähr der Wesenberg'schen Schicht entspricht, umsomehr da eine erhebliche Zahl der darin enthaltenen Petrefacten mit ehstländischen bloss verglichen, nicht identificirt werden kann. Von besonderer Wichtigkeit dürfte hierbei die oben angeführte *Cybele* sein. Dieselbe ist zwar nicht identisch mit *Cybele Kutorgae* Fr. Schm., wie auch durch Vergleichung mit einem Kopfschildfragment dieser Art von Wesenberg im Berliner paläontologischen Museum constatirt werden konnte; allein obwohl sie in einigen Beziehungen sich der in der Wesenberger und Lyckholmer Schicht auftretenden Species anschliesst, welche Fr. Schmidt als *Cybele brevicauda* Ang. beschrieben hat, so steht sie doch der *Cybele Kutorgae* am nächsten. In demselben Sinne hat sich übrigens Fr. Schmidt selbst nach photographischen Abbildungen dieses schönen Trilobiten geäussert, welche ihm vom Vortragenden übersandt worden waren. Nun ist aber *Cybele Kutorgae* vorzugsweise in der oberen Abtheilung der Jewe'schen Zone zu Hause, erscheint sodann noch als Seltenheit in der Wesenberg'schen Schicht, erstreckt sich dagegen nicht über letztere hinaus.

Was Schweden betrifft, so lässt sich unter den dort bekannten untersilurischen Schichten keine anführen, welche eine speciellere Analogie mit den obigen Diluvialgeröllen besitzt.

Fasst man die vorliegenden Daten zusammen, so erscheint es vor der Hand als das Wahrscheinlichste, dass unser Wesenberger Gestein einer Ablagerung entstammt, die zu denjenigen gehörte, welche vormals gewissermassen den Uebergang zwischen Ehstland einerseits und Schweden andererseits bildeten. Dafür spricht auch der Umstand, dass das Verbreitungsgebiet dieser Geschiebe weit nach O. reicht: ausser bei Bromberg (s. oben) haben dieselben sich mehrfach auch in Westpreussen gefunden. Diese Angabe verdankt der Vortragende Herrn Kissow, welcher bei Besichtigung zahlreicher bei Eberswalde gesammelter Stücke sofort erklärte, dass ihm ganz das nämliche Gestein in der Umgegend von Danzig sowie bei Spengawsken unweit Preuss. Stargard öfter begegnet sei. [1])

[1]) Nachdem vorstehendes Referat bereits zum Druck gegeben war, ist mir noch ein Schreiben von Herrn Fr. Schmidt zugegangen, in welchem er auf Grund des ihm mitgetheilten Verzeichnisses der Fossilien des „Wesenberger Gesteins" sich dahin ausspricht, dass diese Geschiebe ganz bestimmt, wie von vorn herein angenommen worden war, der Wesenberg'schen Schicht in Ehstland gleichzustellen sind, und

Herr ARZRUNI legte die von Herrn RADDE in Hamburg angefertigte „internationale Farbenskala“ vor und besprach den Inhalt eines auf dieselbe bezüglichen Aufsatzes des Herrn FISCHER in Freiburg.

Derselbe berichtete über eine von Herrn COSSA in Turin am Uralischen Turmalin angestellte Analyse, welche den hohen Gehalt von fast 11 pCt. $Cr_2O_3$ ergab.

Derselbe theilte durch Herrn BAERWALD und ihn selbst angestellte Untersuchungen über Arsenkiese verschiedener Vorkommnisse mit, welche eine Gesetzmässigkeit und Abhängigkeit zwischen dem Variiren des Schwefelgehalts und des Prismenwinkels der Krystalle ergeben haben.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

BEYRICH. RAMMELSBERG. ARZRUNI.

---

## 2. Protokoll der Mai-Sitzung.

Verhandelt Berlin, den 10. Mai 1882.

Vorsitzender: Herr BEYRICH.

Das Protokoll der April-Sitzung wurde vorgelesen und genehmigt.

Der Gesellschaft sind als Mitglieder beigetreten:

Herr Dr. LEVIN, Lehrer in Keilhau (Thüringen),
Herr Dr. BEN-SAUDE aus Lissabon, z. Z. in Strassburg i/E.;
vorgeschlagen durch die Herren KLEIN, VON KOENEN und BEYRICH.

---

dass es nicht einmal nöthig erscheine, eine Abweichung oder einen Uebergang zu dem nächstjüngeren Formationsglied anzunehmen. Besonders charakteristisch für das bezeichnete Niveau sei auch noch *Phacops Nieszkowskii* FR. SCHM., welchen er unter den von Herrn KIESOW gesammelten Stücken jenes Gesteins zugleich mit *Strophomena deltoidea* und einer neuen, auch in Ehstland häufigen *Strophomena*-Art gesehen habe. Die oben angeführte *Chasmops*-Form glaubte FR. SCHMIDT nach den ihm von mir gesandten Abbildungen nur mit *Chasmops Wesenbergensis* identificiren zu können. Zu *Trochus rupestris* bemerkt er, dass diese Art schon im tiefsten Theile der Lyckholmer Schicht, welche der Wesenberger sehr ähnlich sei, aufzutreten beginne. Einigermaassen aufgefallen sei ihm in dem Petrefactenverzeichniss bloss *Orthis insularis*, ein Fossil, welches er in Ehstland nur aus der Lyckholm'schen Zone kenne. A. R.

Der Vorsitzende legte die für die Bibliothek der Gesellschaft eingegangenen Bücher und Karten vor.

Herr DATHE sprach über *Phycodes circinatum* BRONGN. aus dem Cambrium bei Lobenstein in Ostthüringen. — Unter Cambrium begreift man bekanntlich jene Schichtenreihen, welche zwischen Phyllitformation und Silur gelagert und durch allmähliche Uebergäge mit beiden verbunden sind. Thonschiefer, mehr oder minder von quarzigem Charakter und vorherrschend graugrüner Farbe und ebenso gefärbte Quarzite (die sogen. „graugrüne Grauwacke" der älteren Autoren), bauen diese Schichtenreihe, in welcher auch schwarze dachschieferähnliche Thonschiefer vorkommen, auf. Diese Gesteine unterscheiden sich von den Phylliten und Quarzphylliten der Phyllitformation namentlich dadurch, dass ihnen der glimmerige Glanz jener mangelt, weshalb auch dies Kriterium bei der Abgrenzung der Formation gegen den Phyllit benutzt wird. Die Trennung des Cambriums vom Silur stützt sich theils auf den auffallend klastischen Charakter der über dem Cambrium folgenden schwarzen Thonschiefer und Quarzite, theils auf das Vorhandensein der sogen. Thüringitschicht, die mehrorts thierische Versteinerungen führt. In der obersten Stufe des Cambriums, bis zur Grenze zwischen Cambrium und Silur reichend, kommen jene Gebilde vor, welche mit dem Namen *Phycodes circinatum* belegt worden sind. Von manchen Seiten ist deren organischer Ursprung angezweifelt worden, von anderen jedoch wird derselbe festgehalten. Man erblickt in ihnen Formen, welche sich wohl auf Algen beziehen lassen. Im Gestein erscheinen sie als steinkernartige Körper, welche sich nicht vollständig aus dem Gestein herauslösen, sondern reliefartig, als erhabene Gebilde in Form von sich verzweigenden Stämmchen zum Vorschein kommen. Ihr äusserer Umriss und ihre Grösse ist fast immer dieselbe, und, da sie stets in einem bestimmten Niveau auftreten, so sind sie für die nach ihnen benannten Phycodenquarzite geradezu charakteristisch. — Das Cambrium von Lobenstein hängt mit demjenigen der Hirschberger Gegend, welches noch dem Fichtelgebirge angehört, zusammen. Von Hirschberg breitet sich dasselbe zu beiden Ufern der Saale in nördlicher Richtung aus, bis in die Gegend von Lobenstein. Von hier aus taucht es als schmaler Streifen aus jüngerer Formation auf. Nordöstlich wird dasselbe von der Culmformation discordant überlagert, während nach Südwesten regelrecht Silur und Devon auf dasselbe folgen. Ein schon früher bekannter Fundpunkt von *Phycodes* ist der Lerchenhügel bei Heinersdorf zwischen Wurzbach und Loben-

stein. Es ist dem Vortragenden gelungen, noch an anderen Orten, namentlich am „neuen Berge“ bei Lobenstein und südöstlich von Helmsgrün recht schöne Phycoden aufzufinden, welche gleichzeitig vorgelegt wurden.

Herr G. BERENDT legte Bohrprobenfolgen zweier Tiefbrunnen aus dem Südosten Berlins vor und zwar 1. vom Hofe der Garde-Kürassier-Kaserne in der Alexandrinenstrasse, Ecke der Gitschinerstrasse, und 2. aus der Vereins-Brauerei in Rixdorf. Die Bohrlöcher, deren Profil der Holzschnitt auf pag. 454 wiedergiebt, zeichnen sich keineswegs durch Tiefe aus, haben auch nicht einmal ältere als diluviale Schichten durchsunken, zeigen aber übereinstimmend innerhalb letzterer bei etwa 40 m unter Berliner Null eine bisher noch nicht gekannte, etwa 1 m starke, in Thon eingelagerte, fast nur aus Schalenresten der *Paludina diluviana* KUNTH bestehende Bank.

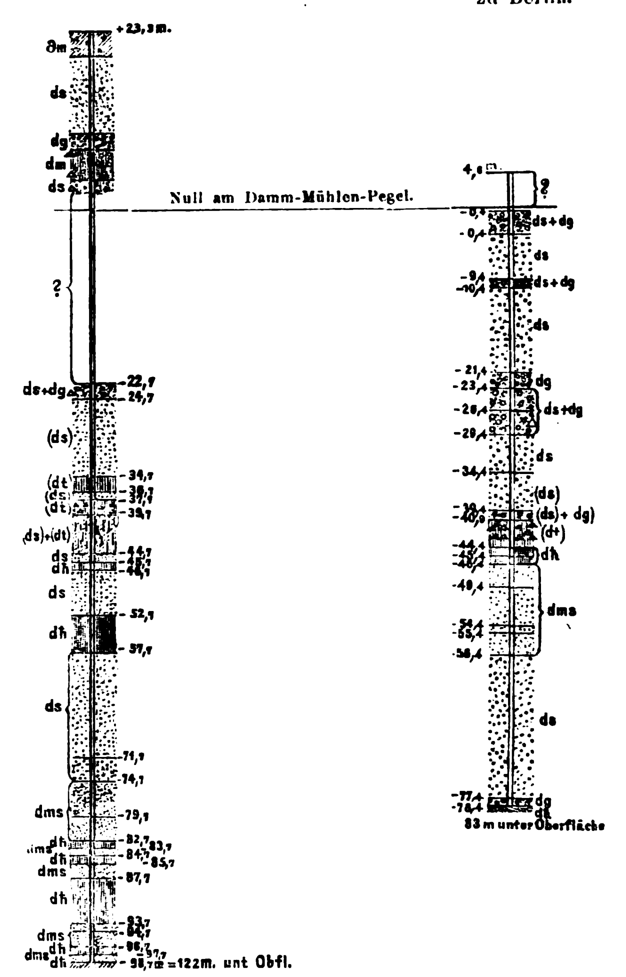
Bei Betrachtung beider Profile kann kein Zweifel über die Zusammengehörigkeit der in beiden gefundenen Paludinenbank bleiben. Nicht nur dass Mächtigkeit und Höhenlage derselben ziemlich gut übereinstimmen und auch das Bindemittel in beiden dasselbe, ein kalkfreier Thon, ist, es spricht auch ganz besonders die Uebereinstimmung des Nebengesteins sowohl im Hangenden wie Liegenden dafür.

Allerdings muss man dabei in Rechnung ziehen, dass geschiebefreie Thonmergel uud Mergelsande eine gemeinsame Schichtenfolge bilden, ja einander gänzlich vertreten, also stets in ihrer Gesammtheit betrachtet werden müssen. Dann aber ist die Uebereinstimmung auch eine vollständige und wird durch das, innerhalb diluvialer Schichten stets auffällige Vorkommen kalkfreier oder fast kalkfreier, vorwiegend aus tertiärem Materiale bestehender, wie solche in beiden Bohrlöchern das unmittelbare Hangende der Paludinenbank bilden [s. die in ( ) geschlossenen Bezeichnungen in den Profilen], in besonders helles Licht gestellt.

Die Schichtenfolge von etwa 2 m über Null bis 22,7 m konnte leider nicht näher bestimmt werden, da die Entnahme von Bohrproben erst bei dieser Tiefe begonnen hatte. Für den oberen Theil des Bohrloches konnte jedoch ohne Bedenken die Schichtenfolge des bekannten Rixdorfer Diluvial-Profils der Grube gegenüber dem Rathhause benutzt werden, weil der betreffende Bohrbrunnen kaum 50 Schritt vom Rande genannter Grube entfernt steht.

**Bohrloch**
in der Vereins Brauerei
zu Rixdorf.

**Bohrloch**
in der Kürassier-Kaserne
Alexandrinenstrasse 126
zu Berlin.




∂m Ob. Diluvialmergel (Geschiebemergel)
dm Unt. Diluvialmergel (Geschiebemergel)
d𝔥 Diluvial-Thonmergel (Glindower)
(dt) kalkfreier Thon (Letten) im Diluvium (vorwiegend tertiäres Material)
△ Vorkommen von *P. diluviana.*

ds Unt. Diluvialsand (Spathsand)
dg Unt. Diluvialgrand (Spathgrand)
dms Diluvial-Mergelsand
(ds) kalkfreier (armer) Sand im Diluvium (vorwiegend tertiäres Material)
△△△ Anhäufung von *P. diluviana.*

Herr K. A. Lossen sprach über die Zugehörigkeit eines Theils der von Gümbel als Keratophyr beschriebenen Gesteine aus der Umgebung von Hof, speciell der Keratophyrs vom Rosenbühl bei Hof, zu den Albit-, beziehungsweise Mikroperthit-führenden palaeozoischen Eruptivgesteinen, über welche er in der Sitzung vom 4. Januar dieses Jahres (dieser Band pag. 199) vorgetragen hatte. Originalstücke Gümbel's lieferten Präparate, die in jeder Weise übereinstimmen mit denjenigen der devonischen Gesteine (Eruptivgesteinsdecken) vom Garkenholze und aus der Hüttenroder Flur bei Rübeland im Harz. Die fleckige Beschaffenheit der Keratophyr-Feldspäthe, an welchen Gümbel anfangs keine Zwillingsstreifung wahrnehmen konnte, während er sich später von solcher überzeugt hat (vergl. Fichtelgeb. pag. 185 und daselbst Nachtrag pag. 586), erweist sich eben bei schärferer Untersuchung als Mikroperthitstructur, die immer dreierlei Lamellensysteme erkennen lässt, zwei des verzwillingten und eins des unverzwillingten Feldspaths. Dass ein Natronfeldspath vorhanden sei, hat Gümbel selbst schon ausgesprochen, dass derselbe aber nicht etwa nach jenes Autors ursprünglicher Meinung (a. a. O. pag. 185) Pseudomorphosen nach Orthoklas bildet, das geht, abgesehen von Gümbel's nachträglichen Bemerkungen, klar aus der Mikroperthitstructur [1]) hervor. Da das Alter der Keratophyre von Hof cambrisch, das der Harzer Gesteine devonisch und zwar vorwiegend mitteldevonisch ist, so liegt in denselben ein interessantes saures Glied derjenigen paläozoischen Eruptivformation vor, an derem basischen Ende die echten Diabase [2]) stehen. Es lässt sich nach dem Vortragenden ein Typus Quarz-Keratophyr neben dem des Keratophyr vom Harze und vom Fichtelgebirge her und wahrscheinlich auch vom Sauerlande her rechtfertigen, Koch's Lahnporphyre gehören z. Th. vielleicht auch dahin, jedenfalls in dieselbe Reihe [3]), und es erwächst überdies die Aufgabe, die Reihenglieder nach dem Diabas hin zu ermitteln. Gümbel's

---

[1]) Da Brögger seither einen Natronorthoklas und Natronmikroklin aus den dem Keratophyr stofflich nahe verwandten Syeniten des südlichen Norwegens beschrieben hat, so sei ausdrücklich bemerkt, dass die Feldspäthe der Harzer und der Fichtelgebirgs-Gesteine, wie Herr Brögger an den Originalpräparaten des Vortragenden seither selbst erkannt hat, nicht die Structur und die optischen Eigenschaften dieser dem Kalifeldspath nahestehenden Natronfeldspäthe besitzen.

[2]) Vieles, was Diabas in der petrographischen Literatur genannt wird, wie z. B. gewisse Predazzo- und Monzon-Gesteine oder der körnige Melaphyr von Strausko, gewisse Augit-führende Gabbro-Spielarten, hat mit Hausmann's Diabas nichts zu schaffen.

[3]) Eine seither auch von Gümbel geäusserte Ansicht (Geolog. Fragm. aus der Umgegend von Ems pag. 210).

bisherige Mittheilungen über den Keratophyr befriedigen nicht in jeder Weise, die Einbeziehung granitischer Gänge in den Begriff (Reitzensteiner Granit, nicht der gangförmige von ihm durchsetzte [1]) Keratophyr) konnte seiner Zeit die Frage nahe legen, ob der Bodegang im Keratophyr Aequivalente habe. [2]) Diese Frage ist entschieden zu verneinen; auch die Einbeziehung der Hirschberger Gneisse als zugehörige Schaalsteine scheint dem Vortragenden unhaltbar.

Herr Dames gab eine kurze Mittheilung über seinen Aufenthalt in Pikermi bei Athen und die von ihm dort gemachten Ausgrabungen.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

Beyrich. Dames. Arzruni.

---

## 3. Protokoll der Juni-Sitzung

Verhandelt Berlin, den 7. Juni 1882.

Vorsitzender: Herr Beyrich.

Das Protokoll der Mai-Sitzung wurde vorgelesen und genehmigt.

Der Gesellschaft sind als Mitglieder beigetreten:

Herr stud. phil. Heinrich Monke aus Herford in Westfalen, z. Z. in Bonn,
vorgeschlagen durch die Herren Schlüter, Dames und Arzruni;

Herr Dr. Johann Felix in Leipzig,
vorgeschlagen durch die Herren von Dechen, Beyrich und Credner.

Der Vorsitzende legte die für die Bibliothek der Gesellschaft eingegangenen Bücher und Karten vor.

Herr Keilhack sprach über Glacialerscheinungen bei Lüneburg und Bernburg. An ersterem Orte haben die diluvialen Eismassen eine Störung der Lagerungsverhältnisse des anstehenden Gesteins in der Weise bewirkt, dass sie den Zusammenhang zwischen der Mucronatenkreide und dem mio-

[1]) Vergl. Fichtelgeb. pag. 135.
[2]) Diese Zeitschrift 1874. pag. 901, Anm. **).

cänen Glimmerthon gestört haben, den letzteren zum Theil zerstückelt und zerrissen und zwischen beide Mergel und Sande, die zum unteren Diluvium zu rechnen sind, eingeschoben haben.

Südlich des Lüneburger Gypsstockes ist ein als Localmoräne durch Beimengung zahlreicher kleiner Gypsgeschiebe neben solchen nordischen Ursprungs zu betrachtender oberer Geschiebemergel beobachtet.

Am Saaleufer bei Bernburg ist in einem im Buntsandstein stehenden Steinbruche in dem überlagernden Diluvium ebenfalls eine local veränderte, sehr schöne Moräne zu beobachten. Ueber dem Sandsteine liegen zunächst geschichtete untere Grande, über diesen ein gegen 3 Meter mächtiger, oberer Geschiebemergel, der in seinem untersten Drittel aus einem wirren Gemenge von Buntsandsteinplatten, unregelmässig gestalteten Stücken rothen Lettens, sowie nordischen Geschieben mit sandigem, etwas thonigem Bindemittel besteht, während die beiden oberen Drittel nur aus nordischem Materiale bestehen. Die Buntsandsteinplatten sind sämmtlich an den Kanten abgerundet. Von einer Polirung oder Schrammung des anstehenden Gesteins war nichts wahrzunehmen.

Herr Brauns trug Folgendes vor: Die Vulkane des östlichen Theiles von Japan sind etwas ungleich über die lange Strecke von der Tokio-Bai bis ins nördliche Yezo (Hokkaido) vertheilt, zeigen aber auf derselben im Allgemeinen den nämlichen Charakter. Die Formation, der sie angehören, hat entschieden eine lange Dauer gehabt; denn es ist nicht zu bezweifeln, dass schon vor dem Ablauf der Tertiärperiode eine vulkanische Action und ein Hervorbrechen von Laven, Lapillen und Aschen begann, welche noch andauern. Das Maximum derselben ist jedoch, wie die sehr mächtigen Tuffablagerungen gerade der jüngsten Tertiärzeit darthun, in die letztere zu verlegen, und dem entsprechend ist in der Neuzeit ein gewisser Nachlass, ein Uebergang in blosse Solfatarenthätigkeit, zu bemerken.

Sieht man von den sehr weit verbreiteten Tuffen und tuffgemischten Ablagerungen ab, deren Zugehörigkeit zu dem japanischen Pliocän nicht bezweifelt werden kann, so sind, wie dies die Regel, die vulkanischen Bildungen auf verhältnissmässig geringe Flächen beschränkt. Indessen darf man die Ausbreitung derselben doch nicht unterschätzen; denn rings um viele der Vulkane dehnen sich Ebenen, mit Lapillen bedeckt; dieselben sind mit dem japanischen Worte für eine Ebene, Hara, in die Literatur eingeführt. Die grössten solcher Haras, welche eine auffallende Eintönigkeit, auch in der ihnen eigenthümlichen

Flora, zeigen, sah der Vortragende um den mächtigen Fuji-Yama — wo mehrere Seeen in der Hara liegen — und ganz besonders im Süden von Sapporo auf Yezo, wo das Confluiren verschiedener, um mehrere kleinere Vulkane gelegener Ringebenen sehr gut zu beobachten war. Die Eruptivgesteine ältesten Datums erscheinen porphyrähnlich; obwohl kaum daran zu zweifeln ist, dass sie noch zu der nämlichen, gegen Ende der Pliocänzeit am höchsten entwickelten Gruppe gehören, so liegen doch keine Anhaltspunkte vor, wie viel diese frühesten, auf isolirten Punkten anstehenden Eruptivbildungen älter sind. Schwerlich dürfen wir ein sehr viel höheres Alter, als für die übrigen, ansetzen. Im Allgemeinen dauert die Bildung von trachytisch-andesitischen Gesteinen neben denen mit doleritisch-basaltischem Charakter durch die ganze oben bezeichnete Periode hindurch, wenn auch vielleicht mit einem Minimum in der Diluvialzeit, ohne dass sich örtlich oder zeitlich jene Sonderung der Gesteinsarten vornehmen liesse. Von Dolerit und Basalt giebt der schon erwähnte Fuji-Yama ein ausgezeichnetes Beispiel, ein Vulkan, der entschieden der Jetztzeit (im geologischen Sinne) angehört, doch als erloschen anzusehen ist. Die letzte Eruption, welche zu Ende des Jahres 1707 und zu Beginn von 1708 stattfand, geschah nicht aus dem Hauptkrater; und schon vor dieser Eruption beschrieb Kaempfer den Fuji-Yama ausdrücklich als erloschen und bemerkte ausdrücklich, die Japaner hätten ihm berichtet, dass das „Feuer“ aus dem Hauptkrater aufgehört habe, seit ein Nebenkrater entstanden sei. Was auf dem ganzen Gebiete um den Fuji-Yama und besonders in dessen Osten an Vulkanthätigkeit zu beobachten ist, beschränkt sich auf allerdings ausgezeichnete Solfataren im Hakonegebirge; z. B. liegt eine oft erwähnte, mit massenhafter Schwefelanhäufung verknüpfte Solfatare, Ojigoko oder „grosse Hölle“ genannt, bei Kiga. Heisse Quellen, Schwefelquellen, Dampfausströmungen und kleinere Solfataren finden sich über die Nachbarschaft verbreitet. Die Solfatarenthätigkeit findet sich aber auch im Norden von Tokio, am Asama-Yama, wohl entwickelt; das Maximum der Vulkanthätigkeit möchte indess heutigen Tages auf der Vries-Insel oder Oshima am Eingange der Bucht von Tokio zu suchen sein. Hier, wie am Asama-Yama, sollen jedoch die letzten wahren Eruptionen vor etwa 100 Jahren stattgefunden haben. Ganz ähnliche Solfataren finden sich auf der Insel Yezo; z. B. der Yesan östlich von Hakodate, der Berg von Iwao im Westen von Sapporo, der von Nuhuribet im oben erwähnten Hara-District, und von hier, insbesondere vom vielgenannten Komagotake nördlich von Hakodate, werden auch Ejectionen von

Lapillen und Aschen aus diesem Jahrhundert berichtet, ohne dass aber Verlässliches zu ermitteln wäre. Die Neuheit übrigens von vielen der vulkanischen Bildungen wird durch den geringen Grad der Verwitterung bewiesen, und hier ist wiederum der Fuji-Yama besonders instructiv, dessen Kraterrand aus der Ferne wie eine schwach eingekerbte horizontale Linie über einem fast regelmässig gebildeten, ziemlich steilen Kegel erscheint, und der in seiner auffallenden Gestalt Eingeborenen wie Fremden von jeher in hohem Grade anziehend war. Die Form des Kraters, der nur mit Geröll gefüllt ist, wechselt, wie es scheint, in einem gewissen Grade eben wegen des gelegentlichen Hinabstürzens von abgewitterten Felspartieen; dies ergiebt sich schon aus der Vergleichung des neuesten Bestandes mit dem des Jahres 1874, der von Rein (im 25. Bande der Petermann'schen Mittheilungen) genau verzeichnet ist. Zu erwähnen möchte noch sein, dass auch festes, basaltisches Gestein neben den porösen, den Roderbergsgesteinen nicht unähnlichen Stücken vorkommt, welche im Allgemeinen besser bekannt sind; insbesondere tritt in den Rillen, welche das Tagewasser hier nur in geringem Maasse in den Berg eingegraben hat, solch compactes oder doch nur hie und da mit porösen Partieen durchsetztes Gestein auf. Der Gehalt an Kieselsäure betrug bei einem derartigen, in ziemlicher Höhe — bei etwa 3000 m oder etwa 750 m unter dem höchsten Punkte des Kraterrandes — geschlagenen, ziemlich frischem Stücke 49,8 pCt., was mit der von Rein mitgetheilten Analyse (51 bis 52 pCt.) sehr wohl übereinstimmt. — Auf die viel discutirten Erdbeben Japans ging der Vortragende, obwohl ein Zusammenhang derselben mit den Vulkanerscheinungen anzunehmen ist, vorerst nicht ein.

Herr Arzruni berichtete über die durch Herrn C. Baerwald ausgeführte Bestimmung des Brechungsexponenten des Rutils.

Herr A. Halfar sprach über Schichtenfaltung und Transversalschieferung im Unterdevon des Altvatergebirges unter Vorlegung mehrerer charakteristischer gefalteter Gesteinsstufen, worunter sich auch eine solche mit sehr deutlicher Transversalschieferung befand.

Herr K. A. Lossen theilte im Namen seines Collegen E. Kayser mit, dass eine Anzahl der rheinischen Freunde des verstorbenen Landesgeologen Dr. Karl Koch, darunter auch Herr Kayser, den Beschluss gefasst habe, dem der Wissenschaft und den Freunden viel zu früh entrissenen und besonders um die geologische Kenntniss Nassau's so hoch-

verdienten Fachgenossen in der Umgegend Wiesbadens ein Denkmal zu setzen. In Aussicht genommen sei vorläufig eine Steinpyramide mit Medaillon, eventuell im Nero-Thale. Vortragender erklärt sich seinerseits sehr gern bereit, Beiträge der Berliner Freunde und Fachgenossen entgegenzunehmen und ihrer Bestimmung zuzuführen.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

| v. | w. | o. |
| --- | --- | --- |
| BEYRICH. | DAMES. | ARZRUNI. |

Druck von J. F. Starcke in Berlin.

# Zeitschrift
der
# Deutschen geologischen Gesellschaft.

3. Heft (Juli, August und September 1882).

## A. Aufsätze.

### 1. Ueber seltenere krystallinische Diluvialgeschiebe der Mark.

Von Herrn MAGNUS NEEF in Wildenfels.

Die krystallinischen Diluvialgeschiebe einiger Landestheile der norddeutschen Tiefebene sind schon seit längerer Zeit Gegenstand verschiedener Untersuchungen gewesen, wobei ihr Ursprungsgebiet zum grossen Theil auf Skandinavien und Finnland nebst den benachbarten Inseln, besonders aber auf Schweden beschränkt worden ist.[1]) Speciellere Herkunftsbestimmungen sind bis jetzt nur wenig gemacht worden. Viel öfter und eingehender sind indessen die fossilführenden Sedimentgeschiebe untersucht worden; denn obwohl bedeutend spärlicher

[1]) Es seien hier nur genannt die einschlägigen Arbeiten von: HAUSMANN, De origine saxorum per Germaniae septentrionales regiones arenosas dispersorum commentatio. Comm. soc. reg. sc. Gotting. recent. VII. 1832, und: Over den oorsprung van den granit en andere rotssoorter, die over de vlakten der Nederlanden verspreid liggen. Natuurk. Verh. Haarlem (1) XIX. 1831. — SARTORIUS VON WALTERSHAUSEN, Untersuchungen über die Klimate der Gegenwart und Vorwelt 1866. pag. 71. — TH. LIEBISCH, Die in Form von Diluvialgeschieben in Schlesien vorkommenden massigen nordischen Gesteine, Breslau 1874. — ALBRECHT PENCK, Nordische Basalte im Diluvium von Leipzig, N. Jahrb. 1877. pag. 243. — O. LANG, Erratische Gesteine aus dem Herzogthum Bremen, Göttingen 1879. — JOHANNES HEINEMANN, Die krystallinischen Geschiebe Schleswig-Holsteins, Kiel 1879. — F. KLOCKMANN, Ueber Basalt-, Diabas- und Melaphyrgeschiebe aus dem norddeutschen Diluvium, diese Zeitschrift Bd. XXXII. 1880. pag. 408. — E. GEINITZ, Die Basaltgeschiebe im mecklenburgischen Diluvium, Archiv Ver. Nat. Meckl. XXXV. 1881. pag. 121 ff.

vorkommend, bieten sie doch in Folge der durch die eingeschlossenen Versteinerungen bedingten grösseren Mannigfaltigkeit und der charakteristischeren Eigenthümlichkeiten, sowie in Folge des mehr oder weniger leicht herzustellenden geologischen Zusammenhangs im Allgemeinen ein grösseres Interesse, als die versteinerungsleeren, massigen Findlinge.

Die Ergebnisse der Untersuchungen fossilführender Geschiebe bezüglich ihrer primären Lagerstätte schienen z. Th. eher auf die russischen Ostseeprovinzen, vor Allem auf Ehstland, als auf Skandinavien hinzuweisen. Herr Remelé stellte sich in neuerer Zeit die Aufgabe, durch genaue Bearbeitung der märkischen, versteinerungsführenden Silurgeschiebe, speciell derjenigen der Eberswalder Gegend, etwaige irrthümliche Herkunftsbestimmungen zu berichtigen. Die ersten seiner Resultate sind theils in der Festschrift für die 50jährige Jubelfeier der Forstakademie Eberswalde (Berlin 1880), theils in dieser Zeitschrift veröffentlicht worden.

Herr Remelé gelangte bei seinen vergleichenden Untersuchungen, zu dem Ergebnisse, dass die fossilführenden paläozoischen Geschiebe der Mark, sowie benachbarter Landestheile in der Hauptsache auf das südliche und mittlere Schweden nebst den benachbarten Inseln, sowie auf angrenzende, jetzt von der Ostsee bedeckte Gegenden, nicht aber auf Ehstland speciell zurückzuführen seien.

Es schien sonach eine dankbare Aufgabe, die auf Grund der Untersuchung der Silurgeschiebe der Mark gewonnenen Schlüsse des Herrn Remelé durch eine Untersuchung der daselbst ebenfalls vorkommenden versteinerungsleeren massigen Geschiebe zu prüfen, eventuell zu bestätigen oder zu ergänzen.

Zu diesem Behuf sandte genannter Herr eine Suite von ihm in der Eberswalder Gegend [1]) aufgefundener Eruptivgesteine an das Leipziger mineralogische Institut zur Untersuchung. Durch die Güte des Herrn Zirkel wurde mir die Ausführung derselben übertragen.

Zunächst war das hauptsächlichste Streben darauf gerichtet, durch mikroskopische Studien eine genaue Kenntniss der petrographischen Beschaffenheit, sowie gewisser, besonders charakteristischer Eigenthümlichkeiten der Geschiebe zu erlangen, um bei den späteren vergleichenden Untersuchungen etwaige Aehnlichkeiten oder Identitäten constatiren zu können. Als Vergleichungsmaterial wurden selbstverständlich in erster Reihe skandinavische Gesteine, sowie eine Abhandlung des Herrn Törnebohm „Ueber die wichtigeren Diabas-

[1]) Nur einige wenige der übersandten Stücke wurden bei Greifenhagen a. d. O. in Pommern gefunden.

und Gabbro-Gesteine Schwedens" [1]) benutzt, wobei aber auch Gesteine anderer Länder, sowie die schon erwähnten Arbeiten von LIEBISCH, HEINEMANN, GEINITZ und KLOCKMANN in Betracht gezogen wurden. Eine grössere Anzahl von Dünnschliffen wurde ausserdem Herrn TÖRNEBOHM in Stockholm zur Vergleichung geschickt und von ihm mit der grössten Zuvorkommenheit untersucht, wofür ihm gleich an dieser Stelle der herzlichste Dank ausgesprochen sei. Es wird in der Folge stets ausdrücklich bemerkt werden, welche Herkunftsbestimmungen ich seiner Freundlichkeit verdanke.

Von der grossen Anzahl verschiedener massiger Diluvialgeschiebe, welche sich in der Eberswalder Gegend finden, wurden nur die selteneren und wichtigsten Varietäten gesammelt, vorzüglich solche, welche ihrer charakteristischen, mineralogischen Zusammensetzung nach, oder in Folge eines auffallend fremdartigen Habitus ganz besonders geeignet schienen, bei den vergleichenden Untersuchungen sich mit irgendwo anstehenden, bekannten Gesteinen identificiren zu lassen. So wurden fast nur Gesteine, welche makroskopisch als Diabase, Melaphyre, Amphibolite, Gabbro's und Basalte bestimmt worden waren, zur Untersuchung übersandt, während Granite, Gneisse, Quarz-Porphyre etc., welche in Skandinavien so häufig vorkommen, unberücksichtigt blieben.

Ueber das Diluvium der Eberswalder Gegend hat Herr REMELÉ in der Einleitung zu einer Abhandlung: „Ueber einige neue oder seltene Versteinerungen aus silurischen Diluvialgeschieben der Gegend von Eberswalde" [2]) ausführliche Mittheilungen gemacht. Ausserdem ist von demselben Autor kürzlich eine geognostische Uebersichtskarte der dortigen Gegend (Berlin, JUL. SPRINGER, 1882) herausgegeben worden.

Zur Orientirung über die Art und Weise, wie die Geschiebe auftreten, soll an der Hand der in obengenannter Einleitung niedergelegten Beobachtungen das Nothwendigste in Gestalt eines Auszuges den folgenden Beschreibungen der Geschiebe vorangeschickt werden.

Die Geschiebe finden sich in Norddeutschland entweder als locale Anhäufungen (Steinberge oder Geschiebewälle, welche nach der jetzt vorherrschenden Ansicht als Endmoränen kolossaler, diluvialer Gletschermassen zu betrachten sind), oder sie sind eingestreut im Diluvialmergel und im Diluvialgrand.

[1]) N. Jahrb. 1877. pag. 259, Auszug aus einer ausführlichen Abhandlung des Verfassers in schwedischer Sprache: „Om Sveriges vigtigare Diabas- och Gabbro-arter." Vet. Akad. Handl., Stockholm 1876.

[2]) Diese Abhandlung ist in der „Festschrift für die 50jährige Jubelfeier der Forstakademie Eberswalde", Berlin bei JULIUS SPRINGER 1880, erschienen.

Die Geschiebewälle bilden mehrere Züge, von denen indessen nur der südlichste, zugleich auch der bedeutendste, Material zur vorliegenden Arbeit geliefert hat. Derselbe repräsentirt eine nach Norden offene, etwas zugespitzte Parabel, deren Aeste sich von Liepe, dem Scheitelpunkt, nordwestlich über Chorinchen und Senftenhütte bis Joachimsthal, resp. östlich bis Oderberg und von da nordöstlich nach der Gegend von Lüdersdorf und Lunow a. d. O. erstrecken. Im Innern dieses Walles sind die Geschiebe, welche oft von gewaltiger Grösse und nur durch eine schwache Erdschicht dem Auge verborgen sind, regellos aufgehäuft und von einem sandigen Mergel umgeben.

Südlich von dieser Geröllmauer erstrecken sich zahlreiche, jedenfalls einer und derselben geologischen Bildung angehörige Grand- und Sandablagerungen, welche häufig zu Tage treten und, als Ganzes betrachtet, einen flachen, nach Süden gekrümmten Kreisbogen darstellen, der im Westen bei Heegermühle beginnt und sich über Eberswalde nach Osten zu bis Brahlitz auf der Neuenhagener Insel und weiter bis Hohen-Saaten a. d. O. hinzieht. Die beiden Curven verlaufen nicht parallel, sondern gehen im Osten und Westen auseinander, so dass, während sie in der mittleren Region bei Liepe und Brahlitz nur ca. $^1/_2$ Meile auseinander liegen, die östlichen Ausläufer reichlich $^3/_4$ Meilen, die westlichen Ausläufer beinahe 2 Meilen divergiren.

Die Grandlager, in denen die Geschiebe eingebettet liegen, gehören noch dem unteren Diluvium an und entsprechen vollkommen den in den tieferen Theilen ebenfalls an Geschieben reichen Sand- und Grandmassen, welche zu Rixdorf bei Berlin zwischen dem oberen und unteren Geschiebemergel auftreten. Als Bedeckung besitzen die Grandlager eine 2—3 m mächtige Schicht von Diluvialsand, als Untergrund zunächst einen sehr feinen Sand (Schluff), welcher wieder nur die oberste Lage des unteren, gemeinen, dunkelblaugrauen Diluvialmergels repräsentirt. Der letztere enthält ebenfalls, wenn auch sehr spärlich und nur in kleinen Geröllen, die verschiedensten Geschiebe. Zu unterst lagern blaugraue, geschichtete Thone, welche keine Gerölle mehr enthalten.

Schliesslich sei noch die Eigenthümlichkeit hervorgehoben, dass die Steinberge ganz vorwiegend Gneisse und alteruptive Gesteine, dagegen weit seltener fossilführende Sedimentgesteine enthalten, während in den Grandlagern zuweilen die versteinerungsführenden Gerölle sogar überwiegen. Eine Erklärung dieser Thatsache ist bis jetzt nicht möglich gewesen.

Die untersuchten Geschiebe sind grösstentheils nach petrographischen Gesichtspunkten angeordnet worden. Zuerst werden

Diabase und Melaphyre, sodann Hyperite und verschiedene Hornblendegesteine behandelt; mehr anhangsweise sind noch verschiedene abweichende Gesteine, z. B. Basalte, Hälleflinta's etc. erwähnt. Die letzteren Gesteine waren makroskopisch z. Th. als Diabase bestimmt und daher zur Untersuchuug mit übersandt worden.

Die Geschiebe lassen sich demnächst folgendermaassen gruppiren:

- Diabase,
  - Olivindiabase,
  - Olivinfreie Diabase,
- Diabasmandelsteine,
- Diabasporphyre.
- Melaphyre,
- Melaphyrmandelsteine.
- Hyperite.
- Hornblendegesteine,
  - Gesteine mit secundärer Hornblende,
  - Gesteine mit primärer Hornblende.
- Verschiedene abweichende Gesteine.

## Diabase.

Diese Gesteine setzen sich im Allgemeinen aus Plagioklas und Augit zusammen, wozu sich meist Magnetit oder Titaneisen gesellt. Secundäre, durch Zersetzung ursprünglicher Gemengtheile entstandene Mineralien werden dabei nie vermisst, wenngleich sie auch in Folge der Frische des Gesteins sehr zurücktreten können. In anderen Fällen sind dagegen hierher gehörige Geschiebe derartig umgewandelt, dass anstatt ursprünglicher, besonders augitischer Gemengtheile, lediglich neugebildete Mineralien wahrgenommen werden.

Es treten olivinführende und olivinfreie Diabase auf; beide sind jedoch nicht immer streng auseinander zu halten, da der Olivin oft tief eingreifend umgewandelt oder als solcher gar nicht mehr vorhanden ist, und dann unter Umständen nur schwer als einstiger Gemengtheil wiedererkannt wird.

Nicht selten erlangen die Diabase durch grössere Plagioklase mehr oder weniger ausgeprägte Porphyrstructur oder sie enthalten Mandeln und sind als Mandelsteine ausgebildet.

Olivindiabas, Greifenhagen in Pommern, No. 13[1]), ein schönes mittelkörniges Gestein von doleritischem Habitus,

---

[1]) Die Nummern beziehen sich auf das Verzeichniss der zugehörigen Handstücke. Dieselben befinden sich in der Geschiebesammlung der Forstakademie Eberswalde.

aus Plagioklas, Augit und Olivin bestehend, wozu noch Titaneisen, Magnesiaglimmer und Apatit accessorisch hinzukommen. Viriditische und chloritische Substanzen spielen eine ganz untergeordnete Rolle. Der Plagioklas repräsentirt die Hauptmasse des Gesteins; er ist meist sehr frisch und bildet lange, polysynthetisch verzwillingte Leisten; bisweilen tritt bei ein und demselben Individuum Zwillingsbildung nach $\infty P \infty$ und oP zugleich auf, wodurch sich im polarisirten Licht eine Art Gitterstructur erzeugt. Durch längere Behandlung mit warmer Salzsäure wurde er merkbar angegriffen, was auf einen ziemlich hohen Procentgehalt an Anorthitsubstanz hinweist. An Interpositionen sind lange, farblose Stabmikrolithen zu erwähnen. Der violettbraune Augit besitzt nirgends selbstständige Conturen; seine Gestalt wird durch die angrenzenden Plagioklase bedingt. Kleine, dunkle Mikrolithen und Glaseinschlüsse sind in ihm nicht selten wahrnehmbar. Der ölgelbe Olivin ist nur längs der Conturen und Sprünge ein wenig serpentinisirt; er enthält ebenfalls, nur in viel reichlicherem Maasse als der Augit, dunkle Mikrolithen und Glaseinschlüsse. Die Titaneisenkörner sind fast immer von Magnesiaglimmer umsäumt. Der Apatit durchspickt in kleinen Säulen alle übrigen Gemengtheile.

Dieses Geschiebe stimmt vollständig, auch in dem gänzlichen Mangel einer amorphen Basis, mit dem von Törnebohm beschriebenen sogenannten „Åsby-Diabas" überein, wie solcher häufig im nördlichen Schweden, besonders in Dalekarlien, Gestrikland, östlichen Wermland [1]) etc., aber auch in Grönland vorkommt. Zur Vergleichung stand ein Dünnschliff des Diabases von Åsby bei Elfdalen zur Verfügung.

Zwei andere Geschiebe, Olivindiabas, Chorinchen (Geschiebewall), No. 9, und Olivindiabas, Eberswalde, No. 81, schliessen sich dem eben beschriebenen Gesteinstypus eng an und mögen auch wohl derselben Abstammung sein. No. 9 enthält ausser den schon erwähnten Gemengtheilen etwas Hornblende und Quarz, welch' letzterer die kleineren Lücken zwischen den Plagioklasleisten ausfüllt und Flüssigkeitseinschlüsse mit beweglicher Libelle beherbergt. No. 81, ein ziemlich zersetztes, grobkörnigeres Gestein, weicht etwas mehr ab. Es gesellt sich hier zu den genannten Ge-

---

[1]) A. E. Törnebohm: Ueber die wichtigeren Diabas- und Gabbro-Gesteine Schwedens, N Jahrb. 1877. pag. 269. — G. Herbst beschreibt (Leopoldina XVI. 1880. No. 9) einen im Diluvium bei Egeln, Prov. Sachsen gefundenen, schönen und frischen Olivindiabas, welchen er nach Structur und makroskopischem Aussehen, sowie nach mikroskopischer Zusammensetzung mit Törnebohm's Åsby-Typus zusammenstellt.

mengtheilen etwas brauner Hypersthen, wie solcher nach einer brieflichen Mittheilung des Herrn Törnebohm nicht selten accessorisch in „Asby-Diabasen“ vorkommt, sowie äusserst spärlich ein nahe farbloses Pyroxenmineral mit ausgezeichneter prismatischer Spaltbarkeit, während Apatit fast ganz verschwindet. Der Olivin birgt ausser zierlichen Mikrolithen und Glaseinschlüssen büschelförmig gruppirte, gelbliche Nadeln, welche immer von dem Rande aus nach dem Innern eines Kornes ausstrahlen und unzweifelhaft secundärer Natur, vielleicht Chrysotil sind.

Olivindiabas, Eberswalde, No. 50, von feinkörniger bis dichter Structur und dunkelgrauer Farbe. Er wird von Serpentin- und Kalkspathadern durchzogen. Unter dem Mikroskop erweist sich das Gestein als ein Gemenge von unregelmässig gelagerten Feldspäthen, dazwischen eingeklemmten, braunen, etwas pleochroitischen Augitkörnern und einzelnen grösseren, farblosen Olivinkrystallen, welche dunkle, haarförmige Mikrolithen enthalten. Zahlreiche kleine Magneteisenkörnchen, sowie etwas Quarz sind accessorische Gemengtheile. Chloritische oder viriditische Substanzen treten in den Hintergrund. Der Feldspath bildet zumeist schmale Leistchen, bei welchen sich zwischen den einzelnen Zwillingslamellen eine schmutziggrüne, zersetzte Substanz angesiedelt hat; ein Theil des Feldspathes ist indess nur einfach oder gar nicht verzwillingt und aus diesem Grunde vielleicht als Orthoklas zu deuten. Geeignete Schnitte, bei denen auf Grund der geraden Auslöschung auf Orthoklas zu schliessen wäre, konnten indess nicht gefunden werden. — Diesem Gestein ausserordentlich ähnlich erweist sich der Olivindiabas, Heegermühle, No. 70 (spec. Gew. bei 21° C. = 2,994). Derselbe enthält spärlich grünliche Plagioklase ausgeschieden. Der Feldspath dürfte ebenfalls z. Th. Orthoklas sein. Der Augit ist ziemlich stark pleochroitisch und von Magnetitkörnchen verunreinigt. Der Olivin ist in kleinen Krystallen durch das Gestein zerstreut und in Folge zahlreich eingelagerter, schwarzer Mikrolithen von ziemlich dunkler Farbe. Das Gestein ist sehr frisch und daher arm an viriditischen Mineralien. — Diese zwei Geschiebe haben nach Törnebohm Aehnlichkeit mit gewissen Diabasen Södermanlands und Ostgothlands.

Olivindiabas, Eberswalde, No. 69, ein dunkelgrünes, kleinkörniges Gestein mit sehr spärlich ausgeschiedenen, kleinen, ölgrünen Plagioklasen. Nach der mikroskopischen Untersuchung besteht dasselbe aus Plagioklas, Augit, Olivin, Titaneisen und Viridit. Die wirr durcheinander liegenden Plagioklasleistchen, ebenso der von diesen durchstochene, hellbraune Augit, von dem immer einzelne, isolirte, benachbarte Individuen partieenweise

optisch und krystallographisch einheitlich orientirt sind, erweisen sich von ziemlicher Frische, während die kleineren, rundlichen Olivinkörnchen vollständig in eine dunkelgrüne, pleochroitische Substanz umgewandelt sind. Local stark überwiegende, radialfaserige Viriditpartieen dürften aus einer einstigen Zwischendrängungsmasse entstanden sein. Apatitnädelchen betheiligen sich sehr spärlich an der Zusammensetzung. Kleine, farblose, stark lichtbrechende Körnchen sind hie und da in den Plagioklasen eingelagert.

Dieser Diabas ist durchaus identisch mit dem von Törnebohm unter dem Namen „Kinne-Diabas" beschriebenen Trapp von der Kinnekulle (s. Törnebohm l. c. pag. 265), welcher ausserdem an vielen anderen Punkten Westgothlands und Schonens, nach einer brieflichen Mittheilung Törnebohm's aber auch auf Spitzbergen und mehrorts an der Nordküste Sibiriens vorkommt. Zum Vergleich dienten Diabase von der Kinnekulle und von Spitzbergen.

Einige weitere Diabasgeschiebe sind diesem oben beschriebenen „Kinnetypus" sehr ähnlich, jedenfalls im Grossen und Ganzen auch derselben Herkunft. Allen ist die eigenthümliche Durchwachsung des Augites mit Plagioklasleistchen und der total umgewandelte Olivin gemeinsam. Der Olivindiabas, Heegermühle, No. 52 (spec. Gew. bei 22° C. = 2,905), unterscheidet sich von No. 69 nur durch ein reichlicheres Auftreten von Titaneisen und viriditischer Substanz, welch' letztere sich hier z. Th. auf Kosten des Feldspathes gebildet hat, sowie durch kleine eingestreute, wahrscheinlich secundäre Eisenglanzschüppchen. Der Olivindiabas, Eberswalde, No. 51, ist feinkörniger als die beiden anderen Geschiebe und besitzt mehr bräunlich-violett gefärbte Augite. Die Plagioklase enthalten ebenfalls hie und da die farblosen, stark lichtbrechenden Körnchen. Neben der viriditischen, gelblich grünen Zwischensubstanz, welche Aggregatspolarisation zeigt, sind die rein grün gefärbten, umgewandelten Olivinkörnchen deutlich bemerkbar. Das bei dieser Umwandlung frei gewordene Eisenoxyd umgiebt die grünen Serpentinkörner mit einer rothbraunen Kruste oder hat sich in Gestalt kleiner Eisenglanzschüppchen innerhalb des Gesteins angesiedelt.

Im Anschluss an diese drei Geschiebe sei noch ein am Centralbahnhof von Leipzig gefundenes, sehr feinkörniges Olivindiabasgeröll erwähnt, welches sich ebenfalls als typischer „Kinnediabas" erwies und ganz besonders schön jene eigenthümliche Durchwachsung von Augit mit Plagioklasleisten zeigt; die mit Feldspath gespickten Augite erreichen hier nicht selten eine Grösse von 5—6 mm.

Diabas, Heegermühle, No. 40 und 47 (möglicherweise ein zersetzter Olivindiabas), wurde in zwei mit einander völlig übereinstimmenden Handstücken gefunden. Es ist ein dunkel-graugrünes Gestein von feinkörniger Structur mit eingesprengten Eisenkieskörnchen und besteht nach der mikroskopischen Untersuchung aus Plagioklas und Augit mit ihren Zersetzungsproducten, aus Magnetit, Eisenkies, spärlichen Magnesiaglimmerschüppchen und zersetztem Olivin (?). Der Plagioklas, welcher die grössere Hälfte der Gesteinsmasse ausmacht, bildet polysynthetisch verzwillingte, kreuz und quer liegende Leistchen, die im Innern in Folge secundärer Bildung farbloser Glimmerschüppchen (wahrscheinlich Natronglimmer) meist mehlartig getrübt sind und längs der Conturen und Sprünge, ebenso wie der Augit, in faserigen, mit anders gerichteten, blassgrünen Nädelchen gespickten Viridit umgewandelt worden sind. Ein Theil des Feldspathes dürfte übrigens Orthoklas sein. Der Augit füllt die Räume zwischen den Plagioklasen aus, wobei nicht selten nahe bei einander gelegene Körner optisch einheitlich orientirt sind, demnach einem einzigen Krystallindividuum angehören. Er besitzt violettbraune Färbung und schwachen Pleochroismus und ist häufig mit Magnetitkörnchen durchwachsen. Manche Viriditpartieen lassen ihrem Habitus nach vermuthen, dass sie durch Umwandlung aus Olivin entstanden seien. — Aehnliche Diabase kommen nach Törnebohm in Södermanland und Ostgothland vor.

Diabas, Greifenhagen, No. 46, mittelkörnig und von dunkler Farbe. Wie man unter dem Mikroskop gewahrt, rührt die dunkle Farbe des Gesteins hauptsächlich von der braunen Färbung der Feldspäthe her. Dieselbe beruht nicht auf Zersetzung und kann auch nicht, selbst bei 800facher Vergrösserung, auf Einlagerung eines feinen Staubes zurückgeführt werden. An den Rändern am stärksten, nimmt die Braunfärbung nach dem Innern zu ab, so dass die grösseren Individuen im Centrum nahe farblos sind. Von Salzsäure wird der Feldspath ziemlich stark angegriffen; die Auslöschungsschiefe ist meist gering, somit scheint Labradorit vorzuliegen. Sehr häufig ist der Plagioklas dermaassen mit richtungslos gebetteten Hornblendesäulchen gespickt, dass die Feldspathsubstanz gegen die interponirte Hornblende zurücktreten kann; dabei ereignet es sich, dass die Amphibolsäulchen noch in die zwischen den Feldspathleisten bleibenden Zwischenräume hineinschiessen und sich innerhalb derselben zu filzigen, mit Quarzkörnchen und Biotitlamellen durchsetzten Aggregaten zusammenballen. An eine secundäre Entstehung dieser Hornblende kann wohl kaum gedacht werden; vielmehr scheint diese eigenthümliche Structur auf eine sehr schnelle Erstarrung des einst feuerflüssigen

Magma's hinzudeuten. Der Augit, welcher die grösseren Lücken zwischen den Feldspäthen ausfüllt, ist nahe farblos, stellenweise mit Magnetitstaub verunreinigt und an den Rändern schon stark der Zersetzung anheimgefallen. Die Umwandlung geht dabei so von statten, dass der Augit zunächst in eine schmutzig braune Substanz und diese dann in eine grüne, faserige, mit Magnetitstaub erfüllte Masse, zuweilen auch in Hornblende übergeht. Quarz- und Kalkspathkörnchen, die ersteren mit wenig Flüssigkeitseinschlüssen, dürften zum Theil secundärer Natur sein. Ob ursprünglich auch Olivin an den Zusammensetzung theilnahm, lässt sich nicht mehr constatiren. Accessorische Gemengtheile sind Eisenkies und ein schwarzes Erz mit deutlichen, sich schiefwinklig schneidenden Streifensystemen auf der Schlifffläche, welche auf eingewachsene Titaneisenlamellen zu verweisen scheinen. In der That ging das Erz beim Anätzen des Präparates mit heisser Salzsäure unter Hinterlassung eines unzersetzt bleibenden gitterförmigen Titaneisenskelettes leicht in Lösung. Sollte etwa eine Verwachsung von schiefwinklig sich schneidenden Titaneisenlamellen mit Eisenglanz oder Magnetit vorliegen? [1])

Dieser Diabas erinnert in vieler Hinsicht an den sogenannten „Ottfjäll-Diabas“, welcher am Ottsjö, Kirchspiel Undersåker in Jemtland ein grosses Massiv bildet (s. Törnebohm, l. c. pap. 273). Doch kommen nach Törnebohm ganz ähnliche Diabase auch in Södermanland und Ostgothland vor.

Zwei Geschiebe von Eberswalde, No. 39 und 43, schliessen sich dem vorigen an und unterscheiden sich von diesem nach der mikroskopischen Untersuchung lediglich nur durch weiter vorgeschrittene Zersetzung (Neubildung von Epidot

---

[1]) Die Winkel, unter denen sich die Titaneisenlamellen schneiden. sind gleich den beiden Winkeln, welche die Kanten des Grundrhomboëders des Titaneisens einschliessen. — Aetzversuche am massigen Titaneisen von Egersund und Tellemarken in Norwegen ergaben ein anderes Resultat. Die glatt angeschliffene Fläche eines Scherbens liess schon mit unbewaffnetem Auge innerhalb der Titaneisensubstanz wenige anders gefärbte Körnchen erkennen, welche bei Behandlung mit Salzsäure z. Th. in Lösung gingen und daher wohl als Magnetit zu bezeichnen sind, z. Th. aber unangegriffen blieben und dann in Dünnschliffen als grüne Spinelle (Hercynite) erkannt wurden. Nicht einmal die vorwaltenden Titaneisenkörner erwiesen sich homogen, sondern zeigten unter der Loupe innerhalb einer schwarzen Substanz zahlreiche, in ein und demselben Korn auch parallel zu einander angeordnete, hellere Lamellen, welche bei Behandlung mit kochender Salzsäure unter Abscheidung von Titansäure in Lösung gingen, während die schwärzere Substanz kaum angegriffen wurde. Demnach scheint eine Verwachsung zweier verschiedener Substanzen ganz unzweifelhaft. Wahrscheinlich sind die eingelagerten helleren Lamellen verhältnissmässig titansäurearm.

und Chlorit), wodurch sie makroskopisch einen von No. 46 ziemlich abweichenden Habitus erlangt haben.

Diabas, Eberswalde, No. 87, mit einigen Viriditmandeln, besitzt dunkle Farbe und dicht erscheinendes Gefüge. Unter dem Mikroskop erweist sich das Gestein als ein Aggregat von Plagioklas und Augit, nebst einigen accessorischen Mineralien. Der Plagioklas ist durch Umwandlung nur wenig getrübt; er repräsentirt ein regelloses Haufwerk kleiner, polysynthetisch verzwillingter Leistchen, zwischen denen grössere oder kleinere Zwischenräume bleiben, die grösstentheils mit hellbraunen Augitkörnern, weniger häufig mit Orthoklas und Quarz ausgefüllt sind. Der letztere ist mit kleinen Apatitnädelchen, das ganze Gestein mit Magnetitkörnchen reichlich gespickt. Kleine bräunliche, secundär entstandene Putzen und Knöllchen, wahrscheinlich aus Epidot bestehend, sind in ziemlicher Menge vorhanden, während chloritische und viriditische Mineralsubstanzen sehr in den Hintergrund treten. — Aehnliche Gesteine treten nach Törnebohm mehrorts gangförmig in Upland auf.

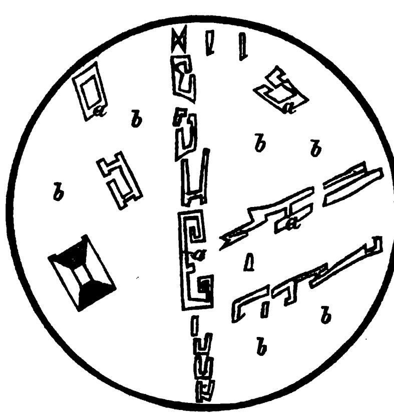
Es folgen zwei Diabase, welche spärlich kleine Mandeln enthalten, ohne indessen gerade das zu sein, was man für gewöhnlich unter Mandelsteinen versteht; sie werden deshalb an dieser Stelle mit behandelt.

Diabas, Eberswalde, No. 48, ein mittelkörniges Gestein mit dünnen, tafelförmigen Feldspathindividuen und spärlichen, hirsekorngrossen Mandeln. Unter dem Mikroskop erkennt man zwischen kreuz- und querliegenden Feldspäthen braunviolette, etwas pleochroitische und mit Magnetit gespickte Augitsäulchen und Körnchen, welche zuweilen in einer feinkörnigen, wahrscheinlich aus einem Aggregat winzigster Feldspath- und Augitkörnchen bestehenden Zwischendrängungsmasse eingebettet liegen, ferner kleine Mandeln, aus einem Aggregat von Quarz- und Kalkspathkörnchen bestehend, von denen die ersteren mit feinen, grünlichen Nadeln durchsetzt sind. Die sehr frischen Feldspäthe sind nicht geradlinig gegen die Augitpartieen abgegrenzt, indem die letzteren zackenförmig in die ersteren hineinragen. Dieselben sind nicht selten nur einfach oder auch gar nicht verzwillingt und können dann wahrscheinlich als Orthoklas angesehen werden, obschon der optische Beweis dafür nicht erbracht werden konnte.

Durchaus ähnliche Diabase finden sich gangförmig bei Nord. Von einem fast identischen Gestein der Lockgrube unweit Nord stand ein Präparat zur Verfügung. Nach Törnebohm kommen solche Diabase in Schweden überhaupt nicht selten vor; im Uebrigen sind aber kleine, aus Quarz und

Kalkspath bestehende Mandeln in schwedischen Diabasen nicht gerade häufig.

Diabas, Eberswalde, No. 74, besteht aus einer schwarzen, dichten Gesteinsmasse, aus der kleine helle Mandeln und winzige nadelförmige oder lamellare Feldspäthe hervorleuchten. Unter dem Mikroskop erweist sich das Gestein als ein äusserst feinkörniges Aggregat von Plagioklasleistchen und dazwischen eingeklemmten Augitsäulchen, wozu sich häufig noch etwas Zwischendrängungsmasse, ferner als Zersetzungsproduct des Plagioklases und Augites Viriditsubstanz und etwas accessorischer Quarz und Magnesiaglimmer gesellt. Das Ganze ist überaus reichlich mit Magneteisenkörnchen und -stäbchen gespickt, wodurch die dunkle Farbe des Gesteins bedingt wird. Vermöge einer eigenthümlichen, strahligen Anordnung der Gemengtheile, besonders der Feldspathleistchen, Augitsäulchen und Magneteisenkörnchen zeigt der Dünnschliff an vielen Stellen eine büschelförmige Mikrostructur. Die grösseren, ausgeschiedenen Feldspäthe lassen öfters keine Zwillingsbildung erkennen; die rectangulären Querschnitte zeigen im polarisirten Licht fast immer zwei verschieden gefärbte, durch die beiden Diagonalen begrenzte Felder, eine Erscheinung, die vielleicht durch eine Zwillings- oder vielmehr Vierlingsverwachsung nach dem Bavenoer Gesetz verursacht wird. Compacte Feldspathkrystalle sind nur selten; in der Regel ragt die übrige Gesteinsmasse in dieselben hinein, oder es werden grössere, meist vierseitig umgrenzte Partieen derselben von ihnen concentrisch umschlossen, wodurch die Feldspäthe im Dünnschliff die Gestalt allerlei buchstabenähnlicher Figuren und viereckiger Rahmen erhalten. Die kleinen weissen Mandeln erweisen sich ebenfalls als Aggregate von Quarz- und Kalkspathkörnchen.




a = Plagioklas,
b = übrige Gesteinsmasse.

Dieses charakteristische Geschiebe ist mit dem Trapp vom Ufer des Sjunnaryd-See's, Provinz Småland, wo derselbe Gänge im cambrischen Sandstein bildet, durchaus identisch. Ein Präparat dieses Vorkommnisses stand zur Verfügung. Dasselbe war dem Dünnschliff vom Geschiebe

so überaus ähnlich, dass beide von ein und demselben Handstück hätten herstammen können.

Diabas, Heegermühle, No. 3 und 55 (spec. Gew. von No. 3 bei 17° C. = 2,882, von No. 55 bei 22,5° C. = 2,892), ein schwarzgraues, fast dichtes Gestein, welches in dem einen Handstück (No. 3) eine Mandel von dem Durchmesser eines Centimeter enthält. Unter dem Mikroskop erblickt man als vorwiegenden Gemengtheil kleine, wirr durcheinander liegende, etwas zersetzte Plagioklasleisten und zwischen ihnen eingezwängt Augit, Viridit und kleine schmutzigbraune Putzen. Der Augit ist von hellbrauner Farbe und zuweilen in kleinen, von den Plagioklasen durchstochenen Complexen optisch einheitlich orientirt. Der Viridit, grösstentheils wohl aus zersetzter Zwischendrängungsmasse entstanden, besitzt blassgrüne Farbe und zwischen gekreuzten Nicols undeutliche Aggregatspolarisation. Nicht selten kommen indessen auch dunkler gefärbte Partieen vor, welche stark dichroitisch sind, blättrige Structur besitzen, einheitlich polarisiren und am wahrscheinlichsten mit Chlorit zu identificiren sind. Die rundlichen, schmutzig braunen Putzen, die wohl durch Zersetzung des Feldspathes und Augites entstanden sein mögen, erwiesen sich bei starker Vergrösserung als ein Aggregat gelblicher Kügelchen, welche mit ziemlicher Sicherheit als Epidotkörnchen aufzufassen sind und im Folgenden auch stets als solche bezeichnet werden. Aehnliche Gebilde wurden bereits in No. 87 (pag. 471) beobachtet. Grössere Erzkörner, welche von einem Kranz von Eisenglanzlamellen umgeben sind, geben dem Präparate ein gesprenkeltes Aussehen. Bei Behandlung eines Dünnschliffes mit warmer Salzsäure wurden die Chlorit- und Viriditpartieen ausgebleicht; sie verloren dabei ihr Polarisationsvermögen. Die bräunlichen Epidotputzen blieben natürlich verschont, während das schwarze Erz, mit Hinterlassung einer grauen, amorphen Substanz ziemlich schwer in Lösung ging (jedenfalls ein an Titansäure armes Titaneisenerz). Die in dem einen Handstück eingesprengte Mandel besteht an der Peripherie aus einem Aggregat von Viridit und Quarzkörnchen, von welchen nach dem Centrum zu Quarzkrystalle ausstrahlen, während das Innere mit Kalkspath ausgefüllt ist.

Diese Geschiebe gleichen in jeder Hinsicht dem sogen. „Öje-Diabas", wie derselbe häufig gangförmig in den Gneiss- und Granitgebieten des südlichen Dalekarlien auftritt (s. Törnebohm, l. c. pag. 270 u. 271). Dasselbe Geschiebe beschreibt Klockmann (l. c. pag. 412—415) und stellt es ebenfalls mit Törnebohm's Öje-Diabas zusammen. [1])

---

[1]) Inzwischen, nachdem die Untersuchung bereits abgeschlossen war, erschien eine Abhandlung von E. Geinitz: „Die Geschiebe krystal-

Diabas, Heegermühle, No. 1 und 2, von dunkler Farbe und äusserst feinkörnigem Gefüge (spec. Gew. von No. 1 bei 20° C. = 2,862, von No. 2 bei 20° C. = 2,872). Man könnte das Gestein seinem makroskopischen Befunde, ganz besonders aber seiner Mikrostructur nach als einen Basalt in Anspruch nehmen, wie dies in der That von ZIRKEL gethan worden ist [1]), dem allerdings nur zwei winzige Dünnschliffe und eine Beschreibung des makroskopischen Befundes der beiden Handstücke zu Gebote standen, in welcher die spärlichen, porphyrisch ausgeschiedenen, ölgrünen Plagioklase fälschlich als Olivin bezeichnet waren. Indessen das Fehlen des Olivins, die reichliche Betheiligung chloritischer und viriditischer Substanz an der Zusammensetzung, sowie gänzlicher Mangel einer Mikroporphyrstructur bewogen mich, in Uebereinstimmung mit TÖRNEBOHM, die Geschiebe den Diabasen unterzustellen.

Die mikroskopische Untersuchung ergiebt Plagioklas, Augit, Magnetit, etwas braunes Glas, sowie eine globulitische Basis, wozu sich als accessorische Gemengtheile Chlorit und hellgrüner, faseriger Viridit gesellen. Der Plagioklas bildet kreuz- und querliegende Leistchen von grosser Frische, der hellbraune Augit kleine Körnchen, die z. Th. bereits in Chlorit übergegangen sind. Die zierlichen Magnetitoctaëderchen gruppiren sich häufig zu den 3 Axen des regulären Systems. Eine eigenthümliche Erscheinung ist es, dass neben der farblosen, Globuliten bergenden Basis, welche als ein äusserst feines Häutchen alle Gemengtheile umhüllt und sogar nicht selten zwischen die Zwillingslamellen der Plagioklase eindringt, braunes, wahrscheinlich eisenreicheres Glas vorkommt, welches in Form kleiner rundlicher Partieen auftritt und gewöhnlich mit dem Augit in nahe Beziehung tritt. Anscheinend ist die Substanz der bis 0,008 mm grossen, braunen, durchscheinenden Globuliten der Basis, welche in der Regel noch ein dunkles Pünktchen oder einen kleinen concentrischen Kreis zeigen, mit der des braunen Glases identisch.

Die Geschiebe ähneln nach TÖRNEBOHM einigen besonders frischen Varietäten der Öje-Diabase von Dalekarlien und Gestrikland.

---

linischer Massengesteine im mecklenburgischen Diluvium", Archiv Ver. Nat. Meckl. XXXV. 1882. pag. 145 ff., in welcher er einige mecklenburgische Geschiebe gleichfalls mit Asby-Diabasen, Kinne-Diabasen und Öje-Diabasen identificirt.

[1]) Diese Zeitschrift 1880. pag. 426 u. 428. - KLOCKMANN hat a. a. O. die Geschiebe No. 1 u. 2 trotz des Mangels an Olivin vorläufig als Melaphyre bestimmt.

## Diabasmandelsteine.

Diabasmandelstein, Eberswalde, No. 26, mit zahlreichen, schwarzen, glänzenden Mandeln und spärlich ausgeschiedenen Plagioklaskrystallen. Die feinkörnige, grünlichgraue Grundmasse besteht bei Betrachtung unter dem Mikroskop so ziemlich zur Hälfte aus kleinen, regellos gelagerten, zersetzten Plagioklasen; die zwischen diesen bleibenden Lücken sind mit Viridit, Quarz, Magnetit, kleinen, schmutzig gelblichen Knollen und Resten unzersetzten, hellbraunen Augits ausgefüllt. Der Viridit dürfte wohl grösstentheils eine zersetzte Zwischendrängungsmasse repräsentiren; er besitzt dunkelgrüne Farbe und zeigt Aggregatspolarisation. Die zahlreich in ihm eingesprengten Magnetitkörnchen können secundär bei der Zersetzung entstanden sein. Der Quarz, besonders an die Nähe grösserer Viriditpartieen gebunden, ebenso die schmutziggelben Epidotknollen, welche auch in den schon erwähnten „Öje-Diabasen" No. 3 und No. 55 (pag. 473) beobachtet wurden, sind gleichfalls nachträglich entstandene, schmarotzende Gemengtheile. Die Mandelräume sind hauptsächlich mit Viridit erfüllt, welcher bei Betrachtung im polarisirten Licht radialfaserige Structur besitzt, indem von den Rändern der Mandeln nach der Mitte zu oder auch umgekehrt Faserbüschel ausstrahlen. Meist sind die Viriditmandeln durch mehr oder weniger concentrich angeordnete Quarzkörnchen und Kalkspathpartieen verunreinigt.

Dieses Geschiebe entstammt den als Mandelstein ausgebildeten „Öje-Diabasen" Dalekarliens (s. Törnebohm, l. c. pag. 271).

Diabasmandelstein, Eberswalde, No. 28, ein dunkles, fast dichtes Gestein, mit grossen Achatmandeln; in seiner Grundmasse dem vorigen sehr ähnlich. Es hat wohl auch ursprünglich aus Plagioklas, Augit, Magnetit und einer Zwischendrängungsmasse bestanden. Auf Kosten des jetzt stark zersetzten Plagioklases und des total resorbirten Augites hat sich Viridit, Quarz und Eisenoxyd gebildet; doch dürfte der erstere, wenigstens nach der Art und Weise seines Vorkommens zu schliessen, auch z. Th. aus der einstigen Zwischendrängungsmasse entstanden sein. Sehr häufig wird er von kleinen, farblosen Körnchen umsäumt, welche radialstrahlige Structur besitzen, daher zwischen gekreuzten Nicols sehr schön das schwarze Kreuz erkennen lassen. Die gelbbräunlichen Epidotknöllchen werden auch hier beobachtet, sie liegen besonders in den zersetzten Plagioklasen eingebettet. Die grossen, unregelmässig gestalteten Achatmandeln, die immer von einer grünlichen, opaken Kruste umhüllt sind, besitzen eine den Um-

rissen der Mandel parallel verlaufende, feine Bänderung, welche durch einen zonalen Aufbau verursacht wird. Im polarisirten Licht erblickt man eine ausgezeichnete, radialfaserige Structur, welche dadurch erzeugt wird, dass von den Rändern der Mandel senkrecht zur Bänderung Faserbüschel ausgesandt werden.

Dies Gestein ist ebenfalls ein Mandelstein vom „Öje-typus“. Nach einer speciellen Mittheilung des Herrn TÖRNEBOHM kommen Diabase mit solchen Achatmandeln vorzüglich im westlichen Dalekarlien, auch in der Nähe von Gefle vor.

Einige weitere Geschiebe No. 86, Heegermühle; No. 24, Liepe (Geschiebewall); No. 30, Eberswalde; No. 34, Eberswalde stimmen mehr oder weniger mit den beiden eben beschriebenen Diabasmandelsteinen überein und sind ebenfalls, vielleicht mit Ausnahme von No. 34, den „Öje-Diabasen“ Dalekarliens zuzuzählen.

## Diabasporphyre.

Diabasporphyr, Heegermühle, No. 62 und Greifenhagen, No. 63, zwei Gesteine, welche trotz ihrer ziemlich weit von einander entfernt liegenden Fundorte vollständig mit einander übereinstimmen und unzweifelhaft derselben Abstammung sind. Uebrigens haben sich nach REMELÉ Geschiebe gleicher Art auch bei Eberswalde und im Geschiebewall bei Chorinchen gefunden. Sie besitzen in Folge der die Grundmasse stark überwiegenden, ausgeschiedenen Krystalle scheinbar ein ziemlich grobkörniges Gefüge, ausserdem ein hohes specifisches Gewicht (3,144 bei 20°). Plagioklas in bis 1 cm langen Krystallen, Eisenkies und Titaneisen sind makroskopisch deutlich wahrnehmbar. Unter dem Mikroskop bestehen sie bei schwacher Vergrösserung aus einer Grundmasse mit eingesprengtem Plagioklas, Augit, Titaneisen und Eisenkies, wobei jedoch die Grundmasse gegen die porphyrischen Gemengtheile zurücktritt. Der Feldspath zeigt zuweilen keine Zwillingsstreifung. Ein abgesprengtes basisches Spaltblättchen eines polysynthetisch verzwillingten Individuums ergab eine Auslöschungsschiefe von ca. $3^1/_2{}^0$ (ob positiv oder negativ liess sich natürlich nicht ermitteln, da die krystallographische Orientirung des eingewachsenen Feldspathindividuums nicht zu bestimmen war), welche nach MAX SCHUSTER[1]) einem Plagioklase mit 10, resp. 45 Molekularprocent Anorthitgehalt zugehört. Da indessen bei der Behandlung eines Dünnschliffes mit Salzsäure der Plagioklas merkbar angegriffen

[1]) „Ueber die optische Orientirung der Plagioklase“; Mineral. und petrogr. Mitth., herausgegeben von TSCHERMAK, III. Bd. 1881. pag. 117.

wurde, so dürfte ein Gehalt von 45 Molekularprocent Anorthitsubstanz der wirkliche sein und demnach Labradorit vorliegen. Der lichtbräunliche Augit zeigt scharfe Krystallumrisse und deutliche, prismatische Spaltbarkeit, sowie Zwillingsbildung nach dem Orthopinakoid. Das Titaneisen ist in grossen Körnern ziemlich gleichförmig durch das Gestein zerstreut; es umhüllt öfters grössere Partieen der Grundmasse. Nach der Aetzung eines Präparates mit heisser Salzsäure liess sich auf der Oberfläche des Titaneisens eine ausgezeichnete, rhomboëdrische Spaltbarkeit erkennen. Ob ursprünglich auch Olivinkrystalle ausgeschieden waren, lässt sich nicht mehr sicher bestimmen; manche serpentinähnliche Partieen im Präparate scheinen darauf hinzudeuten. Die Grundmasse ist jedenfalls stark umgewandelt, sie besteht aus zersetzten Augitsäulchen und reichlichen chloritischen Umwandlungsproducten, aus Quarz mit Hornblendenädelchen, sowie aus Titaneisenkörnern, welch' letztere sich häufig zu parallelen Reihen gruppiren.

Herr Törnebohm erkannte in diesen Geschieben mit Sicherheit kein ihm bekanntes schwedisches Vorkommniss wieder, während Herr Torell Herrn Remelé gegenüber mit Bestimmtheit einen Diabasporphyr aus der Gegend von Elfdalen recognoscirte.

Diabasporphyr von Eberswalde, No. 67, ein schon stark zersetztes Gestein, reiht sich dem eben beschriebenen Diabastypus eng an, enthält jedoch ausser den oben genannten Gemengtheilen zahlreiche makroskopische Apatitsäulchen, mikroskopischen Quarz mit Flüssigkeitseinschlüssen und etwas Hornblende, welch' letztere z. Th. aus dem Augit hervorgegangen ist. Ausserdem kommt noch ziemlich häufig ein gänzlich zersetztes, dunkelbraunes Mineral vor, mit faseriger Structur und starkem Pleochroismus; von Salzsäure wurde es gebleicht (vielleicht ein umgewandelter rhombischer Augit?). Die Grundmasse ist total verändert, sie besteht wesentlich aus Quarzkörnern und dunkelbraunen Lamellen, welch' letztere von Salzsäure herausgelöst wurden. — Herkunft unbekannt.

Diabasporphyr, Eberswalde, No. 66. Die dunkelgrüne, ziemlich feinkörnige Grundmasse besteht, wie man unter dem Mikroskop erkennt, hauptsächlich aus einem etwas zersetzten Aggregat von Plagioklaskrystallen und dazwischen eingebettetem, schwach pleochroitischem Augit, von welchem nicht selten mehrere nahe bei einander liegende Körner optisch einheitlich orientirt sind, wie es ähnlich bei den vorher beschriebenen „Kinne-Diabasen" beobachtet wurde. Auf Kosten beider Gemengtheile haben sich ziemlich reichlich, zuweilen erbsengrosse und dann mit Kalkspath durchdrungene Aggregate pleochroitischer Chloritschüppchen, sowie schmutzig gelbliche,

im auffallenden Licht sich weissgrau abhebende Epidotputzen gebildet. Ein Theil des Feldspathes entbehrt der Zwillingsbildung. Eisenkies, Titaneisen und Quarzkörnchen, letztere immer von kleinen, blassgrünen Nädelchen durchstochen, sind die accessorischen Gemengtheile. Die porphyrisch hervortretenden Plagioklase sind in Folge secundärer Bildung von Glimmerschüppchen oft mehlartig getrübt und längs der Sprünge in eine chloritische Substanz umgewandelt. — Das Gestein ähnelt nach Törnebohm ausserordentlich dem Diabasporphyr von Dalekarlien.

Diabasporphyr, Eberswalde, No. 61, dem vorigen sehr ähnlich, besteht ebenfalls wesentlich aus Plagioklas, lichtbraunem Augit und chloritischen Umwandlungsproducten. Der Augit ist an den Conturen zunächst in eine schmutzig-bräunliche Substanz und erst diese in Chlorit und Hornblende umgewandelt. Gelber, etwas pleochroitischer Epidot wird besonders innerhalb grösserer Chloritpartieen wahrgenommen. Titaneisen, meistens, bis auf ein gitterförmiges, unzersetzt gebliebenes Stabsystem, in Leukoxen umgewandelt, ferner Eisenkies und Quarzkörnchen sind accessorische Gemengtheile. — Das nicht sonderlich charakteristische Gestein stammt nach Törnebohm vielleicht auch aus Dalekarlien. Nach Liebisch kommt ein sehr ähnlicher Diabasporphyr auf der Insel Hochland im Finnischen Meerbusen vor.[1])

Einige ziemlich stark zersetzte Diabasporphyrgeschiebe (Walchow bei Fehrbellin, No. 38; Eberswalde, No. 25 und 89), von denen das letztere auf einer angeschliffenen Fläche hübsche, parallel zu einander verlaufende Gletscherschrammen zeigt, gleichen in der Zusammensetzung und Structur der Grundmasse den Geschieben No. 26 und 28 (pag. 475) fast völlig. Sie sind ziemlich sicher den pophyrartigen „Öje-Diabasen“ Dalekarliens zuzuzählen.

Diabasporphyr, Eberswalde, No. 36. Die braune, sehr feinkörnige Grundmasse besteht nach der mikroskopischen Untersuchung zur grossen Hälfte aus kleinen, aber verhältnissmässig breiten, ziemlich zersetzten Plagioklaskrystallen. Die Zwischenräume sind grösstentheils mit einer dunkelbraunen, globulitischen Zwischendrängungsmasse erfüllt, welche mit äusserst feinen Feldspathnädelchen und Titaneisen gespickt ist. Viridit mit winzigen gelben Epidotkörnchen, ferner etwas Quarz und Kalkspath, der erstere immer an die Nähe des Viridits gebunden, müssen als Neubildungen betrachtet werden. Die porphyrischen Plagioklase sind längt der Conturen und Sprünge

---

[1]) Diese Angabe verdanke ich einer schriftlichen Mittheilung des Herrn Remelé.

mit Eisenocker imprägnirt, was sich schon am Handstück durch rothe Umrandung derselben kundgiebt. — Nach Törnebohm kommen ähnliche Gesteinstypen mitunter als Abarten der „Öje-Diabase“ in Dalekarlien und Gestrikland vor; doch ist in ihnen nur selten eine Zwischendrängungsmasse so reichlich entwickelt.

## Melaphyre.

Als Melaphyre sind hier einige Porphyre und Mandelsteine zusammengefasst, deren Grundmasse mehr oder weniger vorwiegend aus leistenförmigen Plagioklasen besteht, zwischen denen sich Augit, Olivin und Magnet- resp. Titaneisen finden, meist jedoch deren Umwandlungsproducte angesiedelt haben.

Da alle hierher gehörigen Geschiebe mehr oder weniger zersetzt sind, so besitzen die Gemengtheile, wie eben angedeutet, meist nicht mehr ihre ursprüngliche Gestalt und Beschaffenheit; in keinem einzigen Falle konnte z. B. noch frischer Olivin nachgewiesen werden. In einigen ist die Zersetzung sogar so weit gediehen, dass alle primären Gemengtheile, mit Ausnahme des Plagioklases, völlig verschwunden sind, und man zwischen den kreuz und quer gelagerten Feldspathleisten nur noch eine undurchsichtige, ockerige, secundäre Zwischensubstanz erblickt.

Es war aus diesem Grunde nicht immer leicht, zersetzte Melaphyre und zersetzte Diabasporphyre oder Diabasmandelsteine, von denen sich die ersteren doch wesentlich nur durch einen Gehalt an Olivin unterscheiden, streng auseinander zu halten.

Die primäre Lagerstätte dieser Melaphyre konnte übrigens in Folge des mangelnden Vergleichsmaterials im Allgemeinen nicht bestimmt werden. Ein Melaphyrmandelstein von Grauholm in Schweden, dessen Grundmasse wesentlich aus Plagioklasleistchen, dunkelumrandeten Serpentinkörnern und eisenoxydhydratreicher, secundärer Zwischenmasse besteht, besitzt Aehnlichkeit mit einigen der untersuchten märkischen Melaphyrgeschieben.

Melaphyr, Wutschdorf bei Schwiebus, No. 45. Die dunkelgraugrüne Grundmasse erweist sich unter dem Mikroskop schon bei schwacher Vergrösserung verhältnissmässig grobkörnig. Sie besteht aus einem regellosen Haufwerk fast frischer Plagioklasleisten, zwischen denen die anderen Gemengtheile, Augit, umgewandelter Olivin und Magneteisen, sowie noch eine Zwischendrängungsmasse eingebettet sind. Der etwas angegriffene, hellbraune Augit kommt in einzelnen Körnern und kleinen, von Feldspathleisten durchwachsenen Partieen vor, welche immer je ein einziges Krystallindividuum bilden

(vergl. No. 69 pag. 467, No. 66 pag. 477). Die gänzlich umgewandelten, meist dunkel umrandeten, grünen Olivinkörner besitzen blättrige Structur und starkes Absorptionsvermögen; die meisten polarisiren einheitlich und löschen parallel der Lamellirung aus. Die schmutziggraue, anscheinend krystallinische Zwischendrängungsmasse fällt leicht der Zersetzung anheim, wobei zunächst innerhalb derselben bräunlichgelbe Epidotknöllchen entstehen, worauf das übrige in grünen Viridit übergeht. Die porphyrischen Plagioklase sind im Innern meist enorm durch allerlei missfarbene, undefinirbare Substanzen und Partikel der Grundmasse, um welche sich gewöhnlich eine dünne, einschlussfreie Feldspathschicht herumzulegen pflegt, verunreinigt. — Nach Törnebohm kommt Aehnliches, soweit bis jetzt bekannt, in Schweden nicht vor.

## Melaphyrmandelsteine.

Ihre wesentliche Zusammensetzung und Structur ist in den allgemeinsten Zügen schon angedeutet worden. Sie besitzen übrigens einen ziemlich monotonen Habitus und bieten überhaupt zu wenig Interesse, um in ihrer ganzen grossen Anzahl angeführt und beschrieben zu werden.

Melaphyrmandelstein, Eberswalde, No. 22. Die feinkörnige, röthliche Grundmasse besteht, wie man unter dem Mikroskop erkennt, wesentlich aus einem Aggregat zersetzter Plagioklasleisten und dazwischen eingeklemmter Augit-, Serpentin- und Titaneisenkörnern, nebst etwas eisenreicher Zwischendrängungsmasse. Die Augite sind von hellbrauner Farbe und z. Th. schon recht zersetzt. Die Serpentinkörner sind aus Olivin entstanden und an den Conturen und längs der Spältchen mit rothdurchscheinendem Eisenoxyd garnirt. Hochgelber Epidot und kleine Nester von bräunlichem Chalcedon sind secundär entstandene Gemengtheile Die Mandeln bestehen im Innern aus einem Aggregat kleiner Delessitschüppchen und an der Peripherie aus einem farblosen, durch theilweise Zersetzung etwas getrübten Mineral, welches parallel einer deutlichen Spaltungsrichtung auslöscht und in Salzsäure unlöslich ist.

Melaphyrmandelstein, Eberswalde, No. 29. Die dichterscheinende, braune Grundmasse besteht unter dem Mikroskop lediglich aus winzigen, gänzlich zersetzten Plagioklasleistchen und einem dieselben überwiegenden, undurchsichtigen, dunkelbraunen, ockerigen Grundteig; die ersteren erzeugen durch ihre den Conturen der Mandeln mehr oder weniger parallele Lagerung eine ziemlich deutliche Mikrofluctuationsstructur. Die Mandeln repräsentiren ein Aggregat kleiner Quarzkörnchen, welche dermaassen von Flüssigkeitseinschlüssen

erfüllt sind, dass sie ein ganz trübes Aussehen besitzen. Nicht selten ist der Quarz mit Epidot und Delessitnädelchen gespickt.

Melaphyrmandelstein, Eberswalde, No. 85, mit zahlreichen Quarz- und Achatmandeln. Die braune, sehr feinkörnige Grundmasse ist nach der mikroskopischen Beobachtung ähnlich wie No. 29, ein Aggregat kleiner, zersetzter Plagioklasleistchen, welche sozusagen in einem dunkelbraunen, undurchsichtigen, eisenschüssigen Teig, jedoch richtungslos eingebettet liegen. Aus dieser Grundmasse sind sehr spärlich gänzlich umgewandelte, grosse Olivine mit scharfen Krystallumrissen ausgeschieden; dieselben bestehen gegenwärtig aus einem kleinkörnigen Aggregat leibhaftigen Quarzes, welches an den Conturen und längs der unregelmässig verlaufenden Sprünge mit Eisenocker oder Viridit garnirt ist. So wäre hier die interessante, zeither noch nirgends beobachtete Pseudomorphose von Quarz nach Olivin zu constatiren. Die Mandeln bestehen entweder aus schön gebändertem, grauem Achat, oder aus einem Aggregat kleiner, mit Flüssigkeitseinschlüssen erfüllter Quarzkörnchen.

Melaphyrmandelstein, Eberswalde, No. 35, enthält innerhalb einer bräunlich violetten, sehr feinkörnigen Grundmasse bis 1 cm grosse, unregelmässig gestaltete Partieen einer weissen, zerreiblichen, kaolinähnlichen Substanz. Unter dem Mikroskop gewahrt man kleine, etwas getrübte Plagioklasleistchen und eine dunkelbraune, zuweilen röthlich durchscheinende, eisenschüssige Zwischensubstanz, innerhalb deren man noch deutlich Reste unzersetzten Magneteisens, sowie kleine, grüne, mit roth durchscheinendem Eisenoxyd umsäumte Körnchen erblickt (sie löschen parallel einer deutlichen Lammellirung aus und sind jedenfalls aus Olivin entstanden). Viridit bildet hie und da unregelmässig umgrenzte Partieen; die eisenreiche Zwischenmasse wird in Folge der Zersetzung des Augites und des Eisenerzes, vielleicht auch noch durch Zersetzung einer einstigen, primären Zwischendrängungsmasse entstanden sein. Die oben erwähnte, weisse, kaolinische Substanz erweist sich unter dem Mikroskop als eine trübe, undurchsichtige Masse, welche durch Zersetzung eines farblosen, feldspathähnlichen Minerals entstanden ist, von dem noch Reste geblieben sind.

## Hyperite.

Mit diesem Namen bezeichnet Törnebohm massige Gesteine, welche aus Labradorit, Hypersthen, Augit und Olivin, nebst accessorischem Titaneisen, Magnesiaglimmer und Apatit bestehen.

Hyperit, Heegermühle, No. 59, ein sehr frisches, mittelkörniges Gestein, von schwarzgrauer Farbe und richtungslos-körniger Structur. Plagioklas und Magnesiaglimmer sind schon makroskopisch wahrnehmbar. Nach der mikroskopischen Untersuchung bildet der erstere ungefähr $^2/_3$ der Gesteinsmasse; er ist noch vollständig frisch und fleckenweise durch ein ausserordentlich feines Pigment braun gefärbt. Ein abgesprengtes basisches Spaltblättchen liess eine Auslöschung von ca. 14° erkennen, welche nach Schuster (l. c. pag. 245) einem Plagioklase von ungefähr 70 Molekularprocent Anorthitgehalt, also einem Labradorit zukommt. Die ziemlich grossen, leistenförmigen Krystalle liegen regellos durcheinander und lassen in Folge dessen grössere und kleinere Lücken, welche zuweilen mit unverzwillingter, von heisser Salzsäure unangreifbarer, ebenfalls braungefärbter Substanz, wahrscheinlich Orthoklas, meist jedoch mit Olivin und den Pyroxengemengtheilen ausgefüllt sind, weshalb die letzteren auch nirgends selbstständige krystallographische Conturen zeigen, vielmehr in ihrer Gestaltung von den umliegenden Plagioklasen abhängig sind. Der Hypersthen besitzt blassröthliche bis braune Farbe und starken Pleochroismus; er ist immer sehr frisch und unterscheidet sich von dem anderen Pyroxenminerale ganz besonders durch den gänzlichen Mangel an Interpositionen. Dieses letztere hat schwach bräunliche Färbung, ist aber dermaassen von kleinen, schwarzen, zu parallelen Strängen angeordneten Körnchen und Lamellen erfüllt, dass das Mineral ein ganz dunkles Aussehen bekommt und man versucht wird, es für echten Diallag zu halten. Wo jedoch die schwarzen Interpositionen fehlen oder sehr zurücktreten, da ist das Mineral von dem gewöhnlichen Augit nicht zu unterscheiden; irgend eine anhaltgebende Spaltbarkeit konnte nicht wahrgenommen werden. Die rundlichen, an sich meist farblosen Olivinkörner werden nicht selten vom Hypersthen und dem Augit vollständig umhüllt; sie beherbergen in reichlichem Maasse kleine, schwarze, aneinandergereihte Körnchen und Mikrolithen, während sich Magnetitstaub nur auf den unregelmässig verlaufenden Sprüngen angesiedelt hat. Da, und nur da, wo der Olivin an Plagioklas angrenzt, hat sich, wahrscheinlich auf Kosten beider Mineralien, eine sehr schmale grüne Umwandlungszone gebildet, welche von kochender Salzsäure nicht angegriffen wurde und wohl aus Hornblendekörnchen bestehen mag. Das Titaneisen ist immer von einem sehr dunklen, braunen Magnesiaglimmer umsäumt (vergl. No. 13 pag. 465). Bei Behandlung mit Salzsäure verhält es sich ebenso wie das Erz im Diabas No. 46 (pag. 469), so dass auch hier Titaneisenlamellen in ein anderes Erz, vielleicht in Eisenglanz, eingewachsen zu sein

scheinen. Der Apatit, welcher nur vereinzelt vorkommt, zeigt hie und da das braune Pigment des Feldspathes; einmal wurde ein Krystall von der Form ∞P . P . oP beobachtet.

Ein diesem Hyperit sehr ähnliches Geschiebe fand sich auf dem Centralbahnhof bei Leipzig. Dasselbe ist etwas grobkörniger und nicht mehr ganz so frisch, so dass sich auch um den Magnesiaglimmer eine grüne, radialstrahlige Umwandlungszone und an den Contactstellen zwischen Olivin und Plagioklas ausser der äusseren grünen, noch eine innere farblose, ebenfalls radialstrahlige Kruste gebildet hat. Der Olivin ist ebenso wie der Feldspath braun gefärbt.

Dasselbe Gestein hat Törnebhom beschrieben (l. c. p. 276). Es findet sich häufig in Wermland, besonders typisch bei Ölme, unweit Kristinehamn, von wo auch Präparate zur Verfügung standen. Der von Törnebohm als Ausfüllung zwischen Plagioklasleisten constant beobachtete Quarz konnte allerdings in beiden Geschieben nicht wahrgenommen werden.

## Hornblendegesteine.

Die Gesteine mit secundärer Hornblende sind hier von denen mit primärer unterschieden worden, soweit sich überhaupt der Charakter der Hornblende als eines nachträglich gebildeten oder ursprünglichen Gemengtheils noch bestimmen liess.

Die ersteren sind Törnebohm's sogenannte „Gabbrodiorite“, Gesteine, welche in Schweden eine ziemliche Verbreitung finden. Dieselben entstehen aus verschiedenen, den Hyperiten nahe verwandten Gabbrogesteinen, besonders da, wo Gneisse oder Hornblendeschiefer an dieselben angrenzen, indem die Pyroxengemengtheile eine eigenthümliche Umwandlung in meist fibrös zusammengesetzten Amphibol erleiden. Dabei bleiben die dunklen Lamellen und Körnchen, welche die Interpositionen in den augitischen Muttermineralien bildeten, zuweilen sogar in ihrer reihenförmigen Anordnung, vollständig gewahrt; sie geben dann im Verein mit den für Gabbrogesteine so charakteristischen Interpositionen des öfters unzersetzt gebliebenen Plagioklases vor allen anderen Kennzeichen einen einigermaassen sicheren Anhalt zur Constatirung der ehemaligen Gabbro-Natur des betreffenden Gesteins. Selbstverständlich brauchen nicht nothwendigerweise dunkle, lamellare Interpositionen in der Hornblende immer einem ehemaligen Pyroxen zu entstammen. Es wurde im Gegentheil öfters unzweifelhaft primäre Hornblende mit ganz ähnlichen Interpositionen, wie sie der Diallag enthält, beobachtet, z. B. in einem Amphibolit von Gläsendorf bei Frankenstein in Nieder-Schlesien, welchen ich

Herrn Kalkowsky verdanke, sowie in dem später zu beschreibenden Gesteine No. 88.

Die Geschiebe mit ursprünglicher Hornblende, welche wohl ausnahmslos den archäischen Schichten entstammen, sind im Folgenden grösstentheils als Amphibolite bezeichnet worden. Sie bestehen im Allgemeinen aus Hornblende und Plagioklas, wozu sich noch allerlei accessorische Gemengtheile, wie Quarz, Augit, Glimmer, Apatit, verschiedene Erze u. s. w. gesellen können.

Was die primären Lagerstätten der zu beschreibenden Hornblendegesteine anlangt, so sind dieselben grösstentheils sicher auf Schweden, besonders auf das mittlere Schweden zu beschränken. Herr Törnebohm erkannte bei der mikroskopischen Durchmusterung einiger Präparate durchgängig ihm wohl bekannte, schwedische Physiognomien.

Gabbrodiorit, Schwiebus, No. 79. Das Geschiebe besitzt ein grobkörniges Gefüge und dunkle, grüne Farbe, sowie ein noch ziemlich gabbroähnliches Aussehen. Es besteht wesentlich aus Plagioklas und Hornblende. Der erstere enthält zahlreiche, blassgrünliche Körnchen und Stäbchen, welche aus der Gestaltung ihrer Querschnitte zu schliessen, Hornblende sein dürften. Meist findet Zwillingsbildung nach $\infty \breve{P} \infty$ und $oP$ statt. Die selbstständig vorkommende Hornblende ist hier zweifelsohne secundärer Natur; sie bildet nirgends grössere, krystallographisch conturirte Individuen, meistens verworrene, filzige Aggregate, welche gegen den Plagioklas nicht scharf begrenzt sind, vielmehr zackig in denselben hineinragen. Innerhalb derselben sieht man noch wenige Reste eines augitischen Minerals von blassröthlicher Farbe und schwachem Pleochroismus (Hypersthen?) und um dasselbe herum breite Zonen fast farbloser, fibröser Hornblendeindividuen, welche häufig dunkelgrüne, einfach brechende Körnchen enthalten und gegen die übrigen grünen Hornblendepartieen gewöhnlich durch unregelmässig verlaufende, dunkelgrüne Wülste getrennt sind, die z. Th. aus winzigen, ebenfalls einfach brechenden Körnchen z. Th. auch aus Hornblende bestehen können. Durch Behandeln des Gesteinspulvers mit Fluorwasserstoffsäure oder durch Schmelzen mit kohlensaurem Kali-Natron und Behandlung der Schmelze mit Salzsäure konnten diese dem regulären System angehörigen Körnchen leicht isolirt werden. Da die geringe Menge des so erhaltenen, unzersetzt gebliebenen, grünen Sandes zu einer quantitativen Analyse nicht ausreichte, so wurde nur durch die Phosphorsalzperle der gänzliche Mangel an Kieselsäure nachgewiesen und dadurch die Spinellnatur des Minerals zur grössten Wahrscheinlichkeit erhoben. Ein zum Vergleiche angefertigtes Präparat des Hercynits von Bodenmais in Bayern

zeigte wesentlich ein feinkörniges Aggregat genau derselben dunkelgrünen, einfach brechenden Körnchen. Nach einer brieflichen Mittheilung des Herrn Törnebohm sind grüne Spinelle in schwedischen „Gabbrodioriten" nicht selten. [1]) An Stelle des ehemaligen Diallags ist eine grünliche, faserige Hornblendesubstanz mit Aggregatspolarisation getreten, in welcher die dunklen, lamellaren Interpositionen des Mutterminerals unversehrt in der reihenartigen Anordnung geblieben sind.

Nach Törnebohm kommen ähnliche Gesteine unter manchen schwedischen „Gabbrodioriten" vor. Auch aus der Gegend von Modum in Norwegen wurde von mir ein sehr ähnliches, spinellhaltiges Gestein beobachtet. [2])

Gabbrodiorit, Chorinchen (Geschiebewall), No. 10, erscheint makroskopisch als ein mittelkörniges Aggregat von vorwiegender Hornblende, Plagioklas und Biotit. Die erstere bildet nach der mikroskopischen Untersuchung grössere, von Biotitlamellen durchwachsene Aggregate stark pleochroitischer und bläulich grüner, förmlich in einander verfilzter Säulen und Fasern, sowie schmutzig grüne, faserige Partieen, welche eine Unzahl winziger, blassgrüner Epidotkörnchen und stellenweise auch dunkle Lamellen, die einstigen Interpositionen des Mutterminerals, ferner Reste noch unzersetzten, ziemlich farblosen Augites enthalten. Die Pyroxengemengtheile sind demnach, wie es scheint, zunächst in die schmutzig-grünen, faserigen Partieen verändert worden; aus diesen scheinen dann durch fortgesetzte Umwandlung die bläulichgrünen, mit Glimmer durchflochtenen Hornblendeaggregate entstanden zu sein. Der Plagioklas ist dann und wann etwas zersetzt und nur selten gegen die Hornblendepartieen einigermaassen scharf begrenzt. Wo er noch frisch ist, zeigt er die charakteristischen Interpositionen in Gestalt schwarzer Stäbchen und Körnchen, welche nach verschiedenen Richtungen angeordnet sind und sich stellenweise so anhäufen, dass bei Betrachtung mit schwacher Vergrösserung eine dunkelgraue Färbung eintritt. Apatit, Kalkspath, Epidot, Eisenkies und Titaneisen, das letztere gern an die Nähe des Biotits gebunden, spielen eine untergeordnete Rolle.

Ein Gabbrodiorit, Schwiebus, No. 78, erweist sich unter dem Mikroskop dem vorigen nahe verwandt. Die Plagioklase zeigen genau dieselben Interpositionen und die Hornblende dieselbe filzig-fibröse Structur und bläulich-grüne Farbe.

---

[1]) Neuerdings hat Kalkowsky Spinelle in sächsischen Granuliten nachgewiesen: „Hercynit im sächsischen Granulit", diese Zeitschrift Bd. XXXIII. 1881. pag 533 ff.

[2]) Sehr ähnliche, spinellhaltige Gabbrodiorite habe ich neuerdings auch in der Connewitzer Kiesgrube bei Leipzig gefunden.

Das Gestein ist indessen noch mehr verändert als das vorher beschriebene, weshalb auch keine Augitreste mehr geblieben sind. Beim Anätzen eines Präparates mit Salzsäure wurde der Feldspath völlig zersetzt und die zahlreichen, dunklen Erzkörner mit Hinterlassung der schon mehrfach erwähnten, eingewachsenen Titaneisenlamellen gelöst, so dass hier einestheils Anorthit, anderentheils Verwachsung von Titaneisen mit Eisenglanz oder Magnetit vorzuliegen scheint. — Gesteine, wie No. 10 und 78 sind nach Törnebohm in Westmanland, im östlichen Småland etc. sehr gewöhnliche Typen.

Gabbrodiorit, Schwiebus, No. 76, ein grobkörniges, massiges Gestein, aus dem die glänzenden Spaltflächen der Hornblende hervorleuchten. Wie man schon makroskopisch wahrnimmt, besteht das Gestein vorwiegend aus Hornblende; dieselbe ist im Dünnschliff dunkelgrün, blassgrün bis nahe farblos und bildet wirre, faserige Aggregate, sowie grössere, gewöhnlich fibrös zusammengesetzte Individuen, welche nicht selten scharf abgegrenzte, dunkelbraune Stellen enthalten, die mit dem einschliessenden Individuum krystallographisch einheitlich orientirt sind. Kleine, dunkle Lamellen, jedenfalls dem früheren Diallag entstammend, sowie Magneteisen sind ganz gewöhnliche Einlagerungen. Ueber die secundäre Natur dieser Hornblende kann kein Zweifel sein, ihr ganzer Habitus erinnert sogleich an den ebenfalls aus Pyroxen entstandenen Uralit der Uralitporphyre Skandinaviens und mancher Ophite der Pyrenäen. Von dem ursprünglichen Plagioklas haben sich nur wenige trübe, gänzlich zersetzte Reste erhalten. An seine Stelle ist zumeist, vielleicht unter Zufuhr von Kieselsäure, ein neugebildetes Aggregat von Quarz und frischem, wasserklarem Plagioklas mit Flüssigkeitseinschlüssen getreten. An den Contactstellen zwischen der Hornblende und den Feldspath- und Quarzpartieen, oder auch in den letzteren selbst, finden sich verschiedene, secundär entstandene Gemengtheile, nämlich ein nahezu farbloses, lebhaft polarisirendes Mineral von unregelmässiger Gestaltung, vielleicht Epidot, ferner einzelne Biotitlamellen, sowie zahlreiche, dunkelgrüne, einfach brechende Körnchen und Schüppchen, welche sich nach der pag. 484 beschriebenen Isolirung ebenfalls als Spinelle erwiesen. Accessorisch kommt Apatit vor. — Nach Törnebohm sind solche Gesteine in Westmanland und im östlichen Småland ganz gewöhnlich.

Gabbrodiorit, Joachimsthal (Geschiebewall), No. 6. Das ziemlich grobkörnige Gestein lässt Hornblende und Eisenkies deutlich erkennen. An einer Bruchfläche des Handstückes erreichen die Hornblendeindividuen eine Grösse von 3—4 cm; sie sind dann merkwürdig verzerrt und verbogen, öfters förmlich zerquetscht, so dass die spiegelnden

Spaltflächen in allerlei Krümmungen verlaufen. Epidot bildet einzelne grössere Nester. Unter dem Mikroskop erweist sich die Hornblende von blassgrüner bis dunkelgrüner Farbe und ganz unregelmässiger Gestaltung. Sie beherbergt kleine, gelbliche Epidotkörnchen und stellenweise zahllose, dunkelbraun durchscheinende Lamellen, welche nach Törnebohm dem ehemaligen Diallag entstammen, was hier nicht unwahrscheinlich ist, da auch die zahlreichen Epidotinterpositionen, gerade so wie im Uralit, auf Entstehung aus Pyroxen hinweisen. Ueberhaupt besitzt die Hornblende z. Th. ein recht uralitähnliches Aussehen. Die starken Verbiegungen besonders der grossen, ansitzenden Hornblendeindividuen, die häufigen Epidotwucherungen, ferner der Umstand, dass an Stelle des total umgewandelten Feldspathes nicht selten auch hier ein neu entstandenes Aggregat wasserklarer Quarz- und Plagioklaskörnchen getreten ist, machen es zur Gewissheit, dass das Gestein bedeutende Veränderungen durchlaufen hat. Schwarze Erzkörner, welche immer mit einer Zone einer graulichweissen, an Titanomorphit erinnernden, gekörnelten Substanz umgeben sind, könnten ihrem ganzen Habitus nach für Titaneisen gelten, wenn sie nicht mit Salzsäure leicht in Lösung gingen. Die ungelöst bleibende, grauweisse Masse, welche übrigens auch sämmtliche, die rhomboëdrische Spaltbarkeit des Erzes andeutenden Sprünge ausfüllt, erweist sich an manchen besonders günstigen Stellen des Präparates als ein Haufwerk stark lichtbrechender, nahezu farbloser Körnchen, welche ihren Krystallformen nach wahrscheinlich für Anatas gelten können. Es ist nicht unwahrscheinlich, dass das Erz, und das beweist vor Allem die rhomboëdrische Spaltbarkeit, ehemals Titaneisen gewesen ist, welches nach und nach seinen Gehalt an Titansäure ausblühen liess, so dass endlich das in Salzsäure leicht lösliche Erz resultirte. Die Titansäure hätte sich dann in Form kleiner Anataskörnchen abgeschieden. In anderen Fällen besitzt jene die Erzkörner umgebende Substanz an den äusseren Conturen, besonders wo sie kleine, keilförmige Zacken in die umgebende Gesteinsmasse entsendet, eine mehr bräunliche Farbe, deutlichen Pleochroismus und einheitliches Polarisationsvermögen, kurz Eigenschaften, wie sie nur der Titanit besitzt. [1]) Diese Erzkörner werden von Salzsäure nicht gelöst. — Nach Törnebohm ist das Gestein ein in Schweden häufiger Gabbrodiorit.

---

[1]) Cathrein hat in seiner Abhandlung „Ueber Titaneisen, Leukoxen und Titanomorphit", Habilitationsschrift, Zeitschrift für Krystallographie etc. VI. 3, den chemischen Beweis für die Identität des Leukoxens und Titanomorphits mit Titanit erbracht.

G a b b r o d i o r i t (?), E b e r s w a l d e, No. 75, ein grobkörniges Aggregat von Hornblendeindividuen mit glänzenden Spaltungsflächen, nebst etwas zersetztem Feldspath und Biotit. Die Hornblende erweist sich unter dem Mikroskop von auffallend heller, bräunlicher oder bräunlichgrüner Farbe, wie sie dem gewöhnlichen Amphibol nicht eigen ist; trotzdem ist sie stark pleochroitisch. Manche Individuen sind polysynthetisch nach $\infty P \infty$ verzwillingt. Der total umgewandelte Plagioklas besteht nur noch aus einem trüben Aggregat kleiner, heller Glimmerlamellen. Der Biotit ist etwas zersetzt und genau wie der sogenannte Rubellan von röthlicher Farbe und starkem Dichroismus; kleine, sich unter 60° kreuzende Nädelchen von dunkler Farbe sind häufig eingewachsen. Bemerkenswerth sind eigenthümliche, parallel oP orientirte Einlagerungen flach linsenförmiger Talk- oder Muscovitaggregate, wie sie ähnlich auch in anderen Gesteinen, z. B. in bretonischen Kersantiten, beobachtet wurden. Apatit mit Flüssigkeitseinschlüssen, kleine Körnchen von Quarz und Titanit, sowie Eisenkies und Magnetit sind sämmtlich sehr zurücktretende, accessorische Gemengtheile.

Bei Brotterode in Thüringen kommt ein völlig identisches Gestein im Zusammenhang mit Gabbro vor. Nach TÖRNEBOHM ist das Geschiebe eine ganz gewöhnliche Varietät der schwedischen Gabbrodiorite. Der röthliche Glimmer ist nach ihm recht charakteristisch für manche derselben.

Diesen Gabbrodioriten reiht sich ein Geschiebe an, dessen Hornblendegemengtheil nicht sicher als ein neugebildetes oder ursprüngliches Mineral gedeutet werden konnte. Dasselbe (No. 83) wurde bei E b e r s w a l d e gefunden. Dunkelgrüne, durchschnittlich 1 mm dicke und 5 mm lange Säulen und dazwischen gelagerter, grünlicher Feldspath sind die Hauptbestandtheile des Gesteins; ausser diesen sind noch Eisenkies- und Titaneisenkörner, sowie kleine, helle Chloritschüppchen makroskopisch wahrnehmbar. Der Feldspath ist, wie man unter dem Mikroskop erkennt, reichlich mit Apatitsäulchen gespickt und bereits total umgewandelt in ein Aggregat farbloser Glimmerlamellen und trüber, graulicher, im abgeblendeten Licht weiss hervortretender Putzen, welche sich bei starker Vergrösserung in Haufwerke blassgelber Epidotkörnchen auflösen. Die grossen dunkelgrünen Säulen sind im Dünnschliff durchaus nicht compact oder von einheitlicher Substanz; sie bestehen vielmehr aus einzelnen, parallel zur Längsrichtung der Säule angeordneten und optisch einheitlich orientirten Hornblendelamellen und Epidotkörnchen mit verwaschenen Conturen, welche durch zwischengelagerten Chlorit zu einem Ganzen, zu einem Individuum verkittet sind. Zuweilen setzen sich die einzelnen Hornblendelamellen, wie das polarisirte Licht

erweist, zu einem Zwilling zusammen. Der Chlorit kommt auch selbstständig, ohne Hornblendeeinlagerungen vor und beherbergt dann zahlreiche, parallel der Basis eingelagerte und sich unter einem Winkel von 60° kreuzende, helle Nädelchen, welche an mehreren basischen Spaltblättchen gut messbare Auslöschungsschiefen von 18—24° ergaben. Mit kochender Schwefelsäure gingen die Nädelchen scheinbar in Lösung. Der hochgelbe Epidot füllt zumeist die secundär entstandenen Spalten aus; nicht selten enthält er ähnliche Nädelchen wie der Chlorit. Die Titaneisenkörner zeigten nach der Aetzung mit heisser Salzsäure die bei No. 46 (pag. 469) und an anderen Stellen beschriebene Structur.

Amphibolit, Eberswalde, No. 14. Auf den Bruchflächen des dunkelgrünen, ziemlich feinkörnigen Gesteins treten besonders Hornblendekrystalle, Feldspäthe und grössere röthliche Quarzpartieen hervor. Das Mikroskop weist ausserdem Biotit, Titaneisen, Titanit, Epidot und etwas Zirkon (oder Rutil?) nach. Der Plagioklas ist im Verhältniss zur Hornblende überwiegend vorhanden; er ist durchweg sehr frisch und polysynthetisch nach $\infty \breve{P} \infty$ und oP verzwillingt. Kleine, dicke Apatitsäulchen von der Form $\infty P . P . oP$, sowie spärliche, schwarze Mikrolithen und Eisenglanzlamellen sind die gewöhnlichen Interpositionen. Die pleochroitische, gelbliche bis dunkelgrüne Hornblende zeigt nirgends krystallographische Conturen; häufig ist sie in grösseren, von Feldspathkörnchen durchsetzten und deshalb nicht continuirlichen Partieen optisch und krystallographisch einheitlich orientirt, so dass die prismatische Spaltbarkeit in gleicher Richtung durch viele nebeneinanderliegende, aber durch Feldspath isolirte Individuen hindurchstreicht. (Dieselbe Ausbildung wurde in den Diabasen öfters am Augit beobachtet.) Der Quarz verdankt seine röthliche Farbe zahlreich interponirten, mikroskopischen, sechsseitigen Eisenglanzlamellen. Der Magnesiaglimmer tritt gegen die Hornblende zurück, er scheint durchgängig etwas zersetzt. Die Titaneisenkörnchen sind ausnahmslos mit Titanit umsäumt, welcher hier sicher als primär aufzufassen ist; derselbe besitzt bräunliche Farbe und merkbaren Pleochroismus, lässt auch hie und da die charakteristischen, doppelkeilförmigen Durchschnitte erkennen. — Nach Törnebohm sind solche Amphibolite in Schweden ziemlich verbreitet; doch kommen ähnliche Gesteine auch anderwärts vor, wie sich denn überhaupt die Amphibolite in Folge ihres nicht scharf ausgeprägten Typus weniger gut zu Heimathsbestimmungen eignen, als z. B. Diabase.

Amphibolit, Eberswalde, No. 21. Aus der dichterscheinenden, graugrünen Gesteinsmasse treten grössere Hornblende- und Feldspathindividuen hervor. Unter dem Mikroskop

erscheint das Gestein als ein dichter, mit Magnetit- und Epidotkörnchen gespickter Filz grüner Hornblendenädelchen, in welchem Quarz und Plagioklas förmlich einen Grundteig bildet. Die grösseren, porphyrischen Plagioklase sind dergestalt erfüllt von zahlreichen, richtungslos eingebetteten Hornblendesäulchen und Magnetitkörnchen, dass sie sich nicht deutlich von der sie umgebenden, ähnlich struirten Gesteinsmasse abheben. Die makroskopisch wahrnehmbaren Hornblendeindividuen, von denen sich nicht selten 3 bis 4 zu einem grösseren Complexe vereinigen, sind ebenfalls stark mit Magnetitkörnchen verunreinigt. Zwillingsbildung nach $\infty P \infty$ findet häufig statt. — Solche Gesteine sind nach Törnebohm in Schweden hie und da anstehend.

Amphibolit, Eberswalde, No. 5. Das mittelkörnige, deutlich geschichtete Gestein lässt die meisten seiner Gemengtheile: Hornblende und Plagioklas, Biotit, Eisenkies und Titaneisen schon makroskopisch deutlich erkennen. Unter dem Mikroskop zeigt die Hornblende ziemlich bedeutende, durch den starken Pleochroismus bedingte Farbendifferenz (gelb bis dunkelgrün), sowie unregelmässige Umgrenzung. Kleine, schwarze Körnchen und längliche Lamellen sind die gewöhnlichsten Interpositionen; mit besonderer Liebhaberei haben sie sich längs der Conturen angesammelt, wobei sie häufig noch etwas in den angrenzenden Feldspath hineingehen und dann mit kleinen, durchsichtigen, lichtbräunlichen Säulchen vergesellschaftet sind. Der Feldspath ist fast nur Plagioklas und z. Th. durch eine zarte, feingeflammte Streifung ausgezeichnet, wie sie etwa ähnlich an den Feldspäthen der sächsischen Granulite beobachtet wird. Doch hat hier diese Streifung mit einer Zwillingsbildung nichts zu schaffen. Ein basisches Spaltblättchen besass eine Auslöschungsschiefe von 3°, welche neben der gänzlichen Unangreifbarkeit durch Salzsäure auf Oligoklas-Albit hindeutet. Quarz ist reichlich vorhanden in Gestalt rundlicher Körnchen (mit Flüssigkeitseinschlüssen), die nicht selten in Plagioklas- oder Hornblendeindividuen eingeschlossen sind. Accessorisch treten hinzu: Biotit, Apatit, Titaneisen und Eisenkies.

Diesem Gestein schliesst sich eine Anzahl von Amphibolitgeschieben aus der Eberswalder Gegend mehr oder weniger eng an (z. B. No. 8, 11, 12, 17 u. a.). Dieselben sind im Allgemeinen nicht sonderlich charakteristisch, mögen daher nur oberflächlich berührt werden. Eine Parallelstructur wird bei ihnen in der Regel vermisst. Das Korn ist grob bis ziemlich fein. Die Hornblende ist stets mehr oder weniger vorwiegend und öfters, wenn auch nur spärlich, mit den oben erwähnten, schwarzen Lamellen und Körnchen verunreinigt. Die Axen-

farben konnten übrigens wegen Mangel an geeigneten Schnitten nirgends genau bestimmt werden. So oft vom Plagioklas basische Spaltblättchen zu erlangen waren, da ergaben dieselben eine Auslöschungsschiefe von $3-3\frac{1}{2}^{0}$; von Salzsäure wurden sie niemals angegriffen. Quarz mit Flüssigkeitseinschlüssen, Biotit, zuweilen mit parallel $oP$ eingewachsenen Muscovit- oder Talklinsen (vergl. No. 75, pag. 488), blassgrüner Augit, Epidot, Apatit, Titaneisen oder Magnetit und Eisenkies treten immer nur accessorisch auf.

Die schwedische Abstammung aller der hierhergehörigen Geschiebe ist im hohen Grade wahrscheinlich. Verschiedene bei den vergleichenden Untersuchungen herangezogene, schwedische Vorkommnisse, z. B. Amphibolitgesteine aus der Gegend von Uddevalla ergaben vielerlei Uebereinstimmungen mit denselben.

Ein grobkörniger Amphibolit, Forsthaus Liepe bei Liepe (in der Nähe des Geschiebewalls), No. 7 besteht vorwiegend aus bis 1 cm grossen, häufig nach $\infty P \infty$ verzwillingten Hornblendeindividuen und Plagioklas, der nicht selten Zwillingsbildung nach $\infty \breve{P} \infty$ und $oP$ zeigt. Als accessorische Gemengtheile treten hinzu: Augit, Hypersthen, Diallag, Biotit, Quarz mit Flüssigkeitseinschlüssen, orthoklasfreier Mikroklin mit schöner Gitterstructur, spärlicher Titanit, Apatit und Eisenkies. Der ziemlich farblose Augit, welcher manchmal nach $\infty P \infty$ verzwillingt ist und z. Th. kleine Einsprenglinge innerhalb der grossen Hornblendekrystalle bildet, erleidet leicht eine Umwandlung in Amphibol, wobei dieselbe sowohl von den Conturen, als auch von innen heraus beginnt; doch dürfte nur der bei weitem geringste Theil der Hornblende auf diese Weise entstanden sein. Der stark pleochroitische, blassröthliche bis blassgrünliche Hypersthen ist meist total in eine hellgrüne, von Salzsäure unangreifbare, faserige Substanz mit Aggregatspolarisation verändert; wo noch ein unversehrter Rest geblieben ist, da zeigt sich, dass die Umwandlung, genau wie beim Olivin, von den Conturen und den zahlreich verlaufenden Sprüngen aus begonnen hat, wobei auf denselben winzige Magnetitkörnchen abgeschieden worden sind. Der Diallag, nur äusserst spärlich vorkommend, besitzt die ihn kennzeichnenden, parallel $\infty P \infty$ und $\infty P \infty$ angeordneten Lamellen. — Augit- und hypersthenhaltige Amphibolite sind in Schweden, z. B. bei Uddeholmshyttan in Wermland nicht selten. — Die bis jetzt angeführten Amphibolite enthielten keinen, oder nur accessorischen Augit. Ihnen mögen sich einige Geschiebe anreihen, welche den Augit als wesentlichen Gemengtheil besitzen.

Ein schönes Gestein von Eberswalde (No. 82) besitzt eine ausgezeichnete Porphyrstructur, welche dadurch verursacht

wird, dass inmitten eines mittelkörnigen Aggregates von rein weissem Feldspath und grünem Augit bis 1 cm grosse, mit einem Kranz heller, glänzender Chloritschüppchen umsäumte schwarze Hornblendekrystalle eingebettet liegen. Bei Betrachtung unter dem Mikroskop gesellen sich zu den genannten Gemengtheilen noch Apatit und Quarz mit Flüssigkeitseinschlüssen, Epidot, sowie spärliche Körnchen von Eisenkies und Titaneisen. Die Plagioklase sind total zersetzt, an ihre Stelle ist eine trübe, undurchsichtige Substanz getreten. Der Augit kommt in 1—4 mm grossen, zuweilen verzwillingten Individuen vor von blassgrüner bis hellbräunlicher Farbe. Neben der ausgezeichneten, prismatischen Spaltbarkeit ist auch eine ziemlich vollkommene, pinakoidale, besonders klinopinakoidale Spaltbarkeit wahrzunehmen (Spaltungsrichtung bei Querschnitten ⊥ zur Zwillingsnaht). Der Pyroxen erleidet eine Umwandlung in dunkelgrünen Amphibol, wobei dieselbe von den Rändern und mehreren inneren Punkten aus zugleich von statten geht. Die auf diese Weise innerhalb des Augits entstandenen Hornblendekörnchen sind in einem einzigen Augitindividuum immer optisch übereinstimmend orientirt. Die grossen, im durchfallenden Licht braunen, stark dichroitischen Amphiboleinsprenglinge besitzen in der Regel keine krystallographische Umgrenzung; gewöhnlich sind sie gespickt mit kleinen Feldpath- und Augitkryställchen. Der die Hornblende umsäumende Chlorit enthält, genau so wie der in No. 83 (pag. 488) beschriebene, zalreiche, sich unter 60° kreuzende Nadeln, deren Auslöchungsschiefen ebenfalls zwischen 18° und 24° schwanken. Der Chlorit ist hier aus Magnesiaglimmer hervorgegangen, von welchem sich hie und da noch einzelne Lamellen innerhalb des Chlorites erhalten haben. Dass übrigens die sich unter einem Winkel von 60° kreuzenden Nädelchen nicht erst bei der Umwandlung des Biotites entstanden sind, wird dadurch bewiesen, dass dieselben auch im Magnesiaglimmer eingebettet liegen. Ein Theil des Epidots, besonders kleine, hochgelbe, an die Nähe der Eisenkies- und Titaneisenkörner gebundene Individuen, scheint primärer Natur zu sein.

Ein hellgraues, mittelkörniges Geschiebe von Joachimsthal (Geschiebewall), No. 18, lässt auf den Bruchflächen des Handstückes Plagioklas, Quarz, Biotit und Magneteisen, sowie einzelne ca. 1/2 cm grosse, schwarze Hornblendeindividuen erkennen. Das Mikroskop weist ausserdem noch reichlichen Augit und Apatit nach. Der Plagioklas, welcher mindestens 2/3 der ganzen Gesteinsmasse ausmacht, ist z. Th. in eine trübe, undurchsichtige Substanz verwandelt. Basische Spaltblättchen ergaben eine Auslöschungsschiefe von ca. 4°. Die Hornblende besitzt, soweit sie als primär zu betrachten ist,

hell- bis dunkelbraune Färbung, während die aus dem Augit hervorgegangene mehr grünliche Farbentöne zeigt. Zwillingsbildung nach $\infty P \infty$ kommt bei den grösseren Individuen nicht selten vor. Die Axenfarben waren in Folge Fehlens geeigneter Schnitte nicht zu bestimmen. Der ziemlich farblose Augit, welcher ehemals der Hornblende mindestens das Gleichgewicht hielt, ist, wie schon angedeutet, grösstentheils in letztere umgewandelt. Der Biotit besitzt schwarze Umrandung und enthält dunkle, sich unter 60° kreuzende Nädelchen. Die bei No. 75 (pag. 488) beschriebenen Talk- resp. Muscoviteinlagerungen sind hier besonders schön wahrzunehmen; ein einziges Biotitindividuum barg gegen 40 solcher Linsen. Quarz tritt ohne selbstständige Conturen, mehr lückenausfüllend auf; er beherbergt zahllose Flüssigkeitseinschlüsse mit sehr mobiler Libelle. Nicht selten schliesst er Bruchstücke von Plagioklas, Augit oder Apatit ein. Apatit und Magneteisen sind accessorische Gemengtheile. Der erstere, meist von der Form $\infty P . oP . P$, enthält Flüssigkeitseinschlüsse. Die Magnetitkryställchen bilden fast ausschliesslich Einlagerungen im Augit und Biotit. — Aehnliche Gesteine kommen nach Törnebohm in Schweden, z. B. in Westmanland, häufig vor.

Nachträglich wurde noch ein an dieser Stelle zu beschreibendes Geschiebe (No. 88) bei Eberswalde gefunden. Dasselbe besteht aus einem dunkeln, ziemlich feinkörnigen Aggregat, sowie aus bis 3 cm grossen Hornblendeindividuen, welche zahlreiche, bei der mikroskopischen Untersuchung als Augit erkannte Einlagerungen enthalten, die besonders auf den glänzenden Spaltungsflächen der Hornblende als matte Punkte wahrgenommen werden können. Stark zersetzter Biotit, welcher in dünnen Spaltblättchen röthlich durchscheinend wird und mit dunklen Nädelchen erfüllt ist, bildet innerhalb der Gesteinsmasse locale Anhäufungen. Von dem sogenannten Rubellan ist er nicht zu unterscheiden. Das Gestein besteht unter dem Mikroskop lediglich aus Hornblende, Augit und Diallag, wozu sich äusserst spärlich Magnetit- und Eisenkieskörnchen gesellen. Feldspath wird völlig vermisst. Die grösseren, unzweifelhaft primären Hornblendeindividuen besitzen grüne Farbe und sind stellenweise dermaassen mit schwarzen, gänzlich unregelmässig eingebetteten Lamellen erfüllt, dass die Hornblende bei einiger Dicke fast undurchsichtig bleibt. Von kochender Salzsäure wurden diese Lamellen nur schwer und langsam gelöst. Die Augit- und Diallagkörner sind im Dünnschliff nahe farblos. Der letztere besitzt faserige Structur, sowie schwarze, nach zwei senkrecht aufeinander verlaufenden Richtungen angeordnete Lamellen. Beide, der Augit wie der Diallag, sind zum Theil in grüne Hornblende umgewandelt.

## Verschiedene abweichende Gesteine.

Plagioklas-Quarz-Biotit-Diallag-Gestein, Chorinchen, No. 44. Das feinkörnige, fast schwarze Gestein erweist sich unter dem Mikroskop als ein Aggregat von Plagioklas, Quarz, Biotit, Diallag und Titaneisen, von welchen die beiden ersteren Gemengtheile den letzteren gegenüber etwas in den Vordergrund treten. Die kleinen, oft nach $\infty \breve{P} \infty$ und oP polysynthetisch verzwillingten Plagioklasleistchen sind dermaassen vollgepfropft von schwarzen, nach Krystallaxen angeordneten Mikrolithen und Körnchen und winzigen, braunen Glimmerlamellen, dass sie bei schwächerer Vergrösserung stark getrübt erscheinen. Der Quarz, welcher zwischen die Feldspäthe eingekeilt ist, beherbergt diese Mikrolithen nicht, ist aber dafür so überaus reichlich mit farblosen, sechsseitigen, meist parallel zu einander eingelagerten Säulen durchspickt, dass dieselben öfters an Masse dem Wirthe nahe gleich zu kommen scheinen. Ein und dieselbe Säule durchspiesst zuweilen mehrere, hintereinander gelegene Quarzkörner. Die einen Enden mehrerer, in einer Ebene parallel zu einander verlaufender Säulen sind in einzelnen Fällen durch einen Querbalken verbunden, wodurch geradezu kammähnliche Gebilde entstehen. Das Mineral wurde aus dem Gesteinspulver mit Salzsäure leicht herausgelöst; die Lösung gab mit molybdänsaurem Ammon eine starke Fällung von phosphor-molybdänsaurem Ammon, wodurch die Apatitnatur des Minerals genünügend bewiesen scheint. Der Magnesiaglimmer bildet unregelmässig umgrenzte, braune Lamellen, welche ebenso, wie die von ihnen häufig umsäumten Diallagindividuen mit Titaneisenkörnern veunreinigt sind. Der Diallag besitzt ausserdem noch die ihm eigenthümlichen, reihenförmig angeordneten, dunklen Lamellen, sowie kleine Schüppchen von Biotit.

Nach Törnebohm sind völlig identische Gesteine in Schweden noch nicht bekannt geworden, wenngleich der allgemeine Habitus an den mancher schwedischen Vorkommnisse erinnert.

Contactgestein (?), Chorinchen (Geschiebewall), No. 16, und Heegermühle, No. 80. (Das letztere Geschiebe ist sehr verwittert, im übrigen mit dem ersteren völlig identisch.) In einer hellgrauen, äusserst feinkörnigen Gesteinsmasse liegen zahlreiche, grössere Feldspathkrystalle, sowie schwarze, bis erbsengrosse, körnige Putzen. Unter dem Mikroskop erweist sich das Gestein als ein feinkörniges Gemenge von Quarz- und Mikroklinkörnchen, zu welchen sporadisch dunkelgrüne Hornblende- und Glimmerlamellen, Magnetit- und Eisenkieskörnchen, sowie Apatit und blassgelbe Zirkonsäulen hinzutreten. Die wasserklaren, 0,1 — 0,5 mm grossen Quarz-

körnchen sind stets mit einem Häutchen von Eisenoxydhydrat umgeben, wodurch die Conturen im Dünnschliff gelblich erscheinen. Viele von ihnen beherbergen braune, längliche Glimmerlamellen und zierliche, dunkle Stabmikrolithen, welch' letztere oft parallel zur Hauptaxe, in grösseren Körnern auch parallel zu den Nebenaxen angeordnet sind, ferner kleine Apatitsäulchen und vier- oder sechseckig umgrenzte Flüssigkeitseinschlüsse mit äusserst mobiler Libelle. In den Mikroklinkörnern, welche zwischen gekreuzten Nicols die charakteristische Gitterstructur zeigen, sind Interpositionen weit spärlicher. Häufig schaaren sich die oben genannten, in das Quarz- und Mikroklinaggregat eingestreuten Gemengtheile, besonders Hornblende und Glimmer, dichter zusammen und bilden dann innerhalb desselben kleine, mit Quarzkörnchen gespickte Anhäufungen, welche sich an den Bruchflächen des Handstückes in Gestalt der oben erwähnten schwarzen Putzen bemerkbar machen. Die porphyrisch hervortretenden, bis 15 mm grossen Feldspäthe sind z. Th. Orthoklase, z. Th. Mikrokline. Sie alle enthalten zahlreiche, besonders parallel den 3 Krystallaxen angeordnete, schwarze Mikrolithen und braune Glimmerlamellen von derselben Beschaffenheit wie sie in den Quarzkörnern wahrgenommen wurden. Mehrere basische Mikroklinblättchen zeigten im polarisirten Licht ausgezeichnete Gitterstructur, sowie Verwachsung mit unregelmässig eingelagerten, aber optisch übereinstimmend orientirten und polysynthetisch nach $\infty \breve{P} \infty$ verzwillingten anderen Plagioklaskörnchen. Die Auslöschungschiefe betrug für die Mikroklinlamellen ca. $15\frac{1}{2}^{\circ}$, für die eingewachsenen Plagioklaskörnchen dagegen kaum $1^{\circ}$. — Törnebohm hält das Gestein für eine Contactbildung zwischen Gabbro und Gneiss oder Granit.

Hornfels, Eberswalde, No. 90, ein dunkles, feinkörniges Gestein, mit undeutlicher Parallelstructur und localen Anhäufungen porphyrischer, bis 1 cm grosser, wasserklarer Feldspathkrystalle. Unter dem Mikroskop gewahrt man ein Aggregat von Quarz- und Plagioklaskörnchen und kleinen, braunen, sich um diese schmiegenden Biotitlamellen. Das Gefüge ist ein sehr ungleichmässiges, indem das Korn der Plagioklas- und Quarzgemengtheile zwischen verschwindender Kleinheit und der Grösse von ca. 2 mm variirt, und so die Biotitlamellen bald dichter zusammengeschaart, bald vereinzelter auftreten. Quarz und Plagioklas, der erstere mit Flüssigkeitseinschlüssen, umschliessen nicht selten kleine Partieen von Faserkiesel, sowie winzige, blassgrüne, stark lichtbrechende Körnchen (Zirkon?) und spärlichen Apatit. Bei einigen Feldspäthen wurden stark gekrümmte Zwillingslamellen beobachtet.

Die grösseren, porphyrischen Krystalle erweisen sich z. Th. als unverzwillingte Plagioklase (Auslöschung an basischen Spaltblättchen nicht parallel PM), z. Th. als Mikroklin. Beide enthalten zahlreiche, wahrscheinlich parallel zur Verticalaxe gelagerte, farblose Mikrolithen und Lamellen. — Da das Geschiebe erst nachträglich gefunden wurde, konnte eine etwa mögliche Herkunftsbestimmung nicht ausgeführt werden.

Hälleflinta, Eberswalde, No. 54, ein schwarzes, fast dicht erscheinendes, porphyrisches Gestein. Unter dem Mikroskop gewahrt man ein feinkörniges, mit winzigen Biotitschüppchen gespicktes Aggregat von Quarz- und Feldspathkörnchen, aus welchem grössere, ebenfalls zahlreiche Glimmerlamellen bergende Feldspäthe, sowie einzelne, mit Apatitsäulchen durchstochene, wasserhelle Quarzkörnchen hervortreten. Titaneisen, Apatit mit zahlreichen, der Verticalaxe parallelen, schwarzen Mikrolithen, sowie gelbliche Zirkone sind accessorische Gemengtheile. — Das Gestein stammt höchstwahrscheinlich aus der Gegend zwischen Nora und Philipstad; doch kommen nach Törnebohm ganz ähnliche Hälleflinten auch anderwärts in Schweden vor.

Hälleflinta, Heegermühle, No. 91, von hellgrauer Farbe und äusserst feinkörnigem Gefüge, mit zahlreichen, dunklen Flecken, aus denen winzige Eisenkieskörnchen hervorleuchten. Das Gestein besteht wesentlich aus einem feinkörnigen Aggregat von Quarz und kaolinisirten Feldspathkörnchen. Der erstere enthält dunkle Mikrolithen, zuweilen auch Flüssigkeitseinschlüsse und Magnetitkryställchen. Die am Handstück wahrnehmbaren, dunklen Flecken rühren her von Haufwerken kleiner, chloritischer Schüppchen und Rutilkryställchen. Die meistens an ihre Nähe gebundenen Eisenkieskörnchen sind längs der Conturen und Sprünge in Eisenhydroxyd umgewandelt.

Glastuff, Eberswalde, No. 56 und 57. Von diesem eigenthümlichen Gestein wurden zwei Handstücke gefunden, von denen das eine (No. 56) Gletscherschliffe und deutliche Parallelstructur zeigt. Dieselben besitzen auf den Bruchflächen schwarzgraue Farbe und aphanitisches Aussehen. Nach dem mikroskopischen Befund ist das Gestein lediglich ein durch Kalkspath verkitteter, feiner Glassand; nur äusserst spärlich treten kleine Quarz-, Plagioklas- und Augitfragmente hinzu. Die einzelnen Glaskörner sind eckige und zackige, meist durch stark concav gewölbte Flächen begrenzte, hell- bis ganz dunkelbraun gefärbte und dann undurchsichtige Splitter, wie sie etwa ähnlich durch Zertrümmerung eines feinblasigen Bimssteins entstehen würden. Sie enthalten Poren und zahlreiche, dunkle Körnchen, hie und da auch kleine, farblose, dicke Mikrolithen.

Auf einer Schichtungsfläche des einen Handstückes (No. 56) bemerkt man mit der Lupe kleine, helle Kügelchen, welche sich in einem durch diese Fläche gelegten Schliff als aus Kalkspath bestehend erwiesen. Bei Behandlung des Gesteins mit verdünnter Salzsäure wurde nur das Kalkspathcäment gelöst; es hinterblieb reiner Glassand. Eine quantitative Analyse desselben ergab für No. 56:

46,94 $SiO_2$ und 1,52 Glühverlust,

für No. 57:

48,27 $SiO_2$ und 1,48 Glühverlust,

also ein sehr basisches Glas (Basaltobsidian?). Von concentrirter Salzsäure wurde es nicht merklich angegriffen. Ueber dem Gebläse schmolz es ziemlich schwer zu einem braunen Fluss. — Das Gestein ist bis jetzt anstehend nirgends bekannt geworden, doch lässt der Umstand, dass ein in jedem einzelnen Zuge vollständig genau übereinstimmendes Geschiebe dieses sonderbaren Gesteins neuerdings auch in der Connewitzer Kiesgrube bei Leipzig gefunden wurde, vermuthen, es habe das anstehende Gestein, wenigstens ehemals, ein grösseres Gebiet umfasst.

Hornsteinbreccie, Heegermühle, No. 71, und Grosskreuz zwischen Brandenburg und Potsdam, No. 72, zwei einander vollständig gleichende Geschiebe. Sie bestehen aus bis 4 cm grossen, durch Quarz verkitteten Bruchstücken braunen Hornsteins und zwischen diesen hindurchziehenden Strängen eines grünen, weissgetüpfelten Aggregates. An manchen Stellen, wo das quarzige Bindemittel nicht ausreichte, sind zwischen den Hornsteinbruchstücken kleine Hohlräume geblieben, welche mit winzigen, höchstens 1 mm grossen, wasserklaren Quarzkryställchen ausgekleidet sind, die sehr schön die Rhomben- und Trapezflächen zeigen. Der Hornstein bildet unter dem Mikroskop unregelmässig gestaltete, stets mit einer rothbraunen Eisenoxydkruste umgebene Bruchstücke, welche reichlich von secundären Spalten durchzogen sind. Im Innern ist er innig mit einem, eine braune oder schwärzliche Färbung bedingenden Staube erfüllt. Bei gekreuzten Nicols lässt er nur undeutlich Aggregatspolarisation erkennen, was auf eine sehr feinkörnige Structur schliessen lässt. Die grüne, weissgefleckte Substanz, welche ebenfalls gegen das Cäment durch eine Eisenoxydhaut abgegrenzt ist, erweist sich als ein von Quarz, Eisenocker und Kalkspath durchsetztes Aggregat eines grünen viriditischen Minerals; die weissen Flecke bleiben im Dünnschliff undurchsichtig; ihre Substanz erinnert dem ganzen Habitus nach an Leukoxen. Betrachtet man eins der im Hornstein aufsetzenden, secundären Spältchen bei gekreuzten

Nicols, so hat man den Eindruck, als wenn bei der späteren Ausfüllung desselben die winzigen Quarzkörnchen, aus denen doch der Hornstein besteht, einfach weiter gewachsen wären; die ehemalige Bruchfläche scheint nämlich nirgends scharf abgegrenzt, vielmehr geht das äusserst feinkörnige Quarzaggregat, welches man Hornstein nennt, ganz allmählich in die grobkörnigere Quarzader über. — Aehnliches ist anstehend nicht bekannt.

Schliesslich seien noch 2 Basaltgeschiebe erwähnt.

Basalt, Heckelberg bei Eberswalde, No. 4 (spec. Gew. = 3,032 bei 18,5° C.). Graulich schwarze Grundmasse mit porphyrischen Olivin- und Augitkrystallen. Die erstere besteht vorwiegend aus kleinen, lichtbraunen Augitkryställchen; dazu gesellen sich Magnetitkörnchen, kleine, polysynthetisch verzwillingte Plagioklasleistchen, spärliche Olivine und ein farbloser, alle Gemengtheile verkittender Grundteig, welcher hie und da mit winzigen Apatitnädelchen gespickt ist und seiner Substanz nach nicht homogen ist. Z. Th. besteht er nämlich aus völlig isotroper Materie, z. Th. aus unzweifelhaftem Nephelin oder aus kleinen, feinfaserigen Complexen mit Aggregatspolarisation, welche wahrscheinlich aus dem Nephelin durch Umwandlung hervorgegangen sind und deshalb am besten für Zeolithaggregate gehalten werden, zumal sie von Salzsäure leicht zersetzt werden. Die porphyrischen Augite beherbergen Glaseinschlüsse, seltener Theile der Grundmasse; die Olivine sind längs der Conturen und Sprünge serpentinisirt; der innere noch frische Kern enthält kleine, bräunliche Picotit- oder Chromitkryställchen. — Ganz ähnliche Basalte hat auch Geinitz [1]), denselben Basalt Klockmann [2]) beschrieben. Der erstere giebt ihnen den Namen „Feldspathbasalt mit Nephelinitoidbasis“ und verlegt ihr Ursprungsgebiet nach Schonen (Aneklef bei Hör und Hagsta Bjar).

Tephrit, Eberswalde, No. 73. Dies Gestein besitzt eine dunkle, dicht erscheinende Grundmasse mit eingesprengtem Magnetit und porphyrischen, scharf ausgebildeten Augitkrystallen, welche die Grösse eines Centimeters erreichen. Unter dem Mikroskop erweist sich das Geschiebe als ein echter Tephrit. Die ganz basaltähnliche Grundmasse besteht aus einem feinen, mit winzigen Magnetitkörnchen gespickten Aggregat von Plagioklas, Leucit, Nephelin und blassbräunlichem Augit, wozu sich äusserst spärlich Biotit, sowie etwas braunes

[1]) Die Basaltgeschiebe im mecklenburgischen Diluvium, Archiv Ver. Nat. Meckl. XXXV. 1881. pag. 121.

[2]) Ueber Basalt-, Diabas- und Melaphyrgeschiebe aus dem norddeutschen Diluvium, diese Zeitschrift Bd. XXXIII. 1880. pag. 408-410.

Glas gesellt. Der Plagioklas bildet kleine, polysynthetisch verzwillingte Leistchen, welche durch die Art und Weise ihrer Anordnung eine deutliche Mikrofluctuationsstructur verursachen. Die 0,06 – 0,12 mm grossen Leucitchen enthalten einen Kern von mehr oder weniger concentrisch eingebetteten, dunklen Körnchen, farblosen Nädelchen, Augitkryställchen etc. Zwischen gekreuzten Nicols lassen sie in Folge ihrer Kleinheit keine deutliche Zwillingsbildung erkennen. Der etwas spärliche Nephelin zeigt genau so wie in vielen Nephelinbasalten keine krystallographischen Conturen, nimmt auch nicht gleichmässig an der Zusammensetzung Theil. Die ausgeschiedenen, bräunlich violetten Augitkrystalle sind öfters polysynthetisch nach $\infty P \infty$ verzwillingt. Zwischen gekreuzten Nicols beobachtet man zuweilen zonalen Aufbau. Apatitsäulchen, Magnetitkörnchen und Glaseinschlüsse sind häufige Interpositionen. In „Augitaugen" tritt das bräunliche Glas reichlicher auf; es enthält dann gitterförmig sich kreuzende, schwarze Trichiten. — Aehnliche leucitführende Gesteine sind bis jetzt im Norden nicht bekannt geworden. Die nach LAGORIO[1]) in einem Feldspathbasalt der Insel Pargas angeblich vorkommenden und zwar in Analcim umgewandelten Leucite sind nach GEINITZ höchstwahrscheinlich nur kleine, von Zeolithen erfüllte Blasenräume.

---

Wie im Vorstehenden gezeigt worden ist, lassen sich die meisten der zur Untersuchung gelangten märkischen, krystallinischen Diluvialgeschiebe auf ein verhältnissmässig gut begrenztes Ursprungsgebiet, nämlich hauptsächlich auf die mittleren Landschaften Schwedens zurückführen. Somit wären die Schlussfolgerungen, zu denen Herr REMELÉ bei seinen Untersuchungen gelangte, in der Hauptsache bestätigt worden. Durch die ausführliche Beschreibung der Geschiebe, deren primäre Lagerstätte vor der Hand nicht bestimmt werden konnte, ist wenigstens für etwa später bekannt werdende, anstehende Gesteinsvorkommnisse ein bequemes Vergleichsmaterial geschaffen.

[1]) „Mikroskopische Analyse ostbaltischer Gebirgsarten", Preisschrift der Universität Dorpat, 1876. pag. 132.

## 2. Ueber die Genesis der granitischen Gänge des sächsischen Granulitgebirges.

Von Herrn Hermann Credner in Leipzig.

Im Jahre 1875 veröffentlichte ich in dieser Zeitschrift eine eingehende Beschreibung derjenigen granitischen Gänge, welche das sächsische Granulitgebirge in grosser Zahl durchsetzen und die als Muttergestein der bunten Turmaline, des Topases und Amblygonites von Penig, Chursdorf, Limbach u. a. O. schon längst eine gewisse mineralogische Berühmtheit genossen. Ich wurde hierbei durch die Verhältnisse in einem Maasse begünstigt, wie es dem Beobachter im Granulitgebiete wohl kaum wieder zu Theil werden dürfte. Durch den Bau der Muldenthalbahn wurden gewaltige Felsanschnitte und tiefe Einschnitte gerade in den von granitischen Gängen durchschwärmten Granulitcomplexen zwischen Rochsburg, Amerika, Penig und Wolkenburg nöthig, deren allmähliches Vorrücken von dem unverritzten Felsgehänge bis zur senkrechten Gesteinswand ich verfolgen konnte. Eine ausserordentlich grosse Anzahl von granitischen Gängen wurden hierbei in ihrem ganzen Verlaufe blossgelegt, gemeinsam mit ihrem granulitischen Nachbargesteine losgesprengt und mit diesem zur Aufschüttung der allmählich zu grosser Höhe anwachsenden Bahndämme benutzt, so dass die Gelegenheit geboten war, alle diese Gänge anstehend auf ihr räumliches Verhalten und in Bruchstücken auf ihre specielle Structur und Zusammensetzung zu untersuchen. Ebenso waren mit Weganlagen im Zschopau-, sowie im Chemnitzthale ausgedehnte Felssprengungen verknüpft, welche gleichfalls zahlreiche und ganz frische Aufschlüsse gewährten. Endlich genoss ich der Unterstützung sowohl von Seiten der mit der geologischen Kartirung des Granulitterrains betrauten Geologen, wie der den Bahnbau leitenden Ingenieure.

Auf diese Weise und durch mehrjährige Beobachtungen im gesammten Mittelgebirge gelangte das ausgiebige Material in meinen Besitz, welches die specielle Beschreibung der „granitischen Gänge des sächsischen Granulitgebirges" ermöglichte und auf Grund dessen ich ausserdem zu folgenden, in der betreffenden Abhandlung ausführlich begründeten Schlüssen über die Genesis dieser Gänge gelangte:

Das mineralische Material der granitischen Gänge des Granulitgebietes hat sich durch Ausscheidung aus wässerigen Lösungen gebildet und stammt von der Auslaugung des Nebengesteines durch sich allmählich zu Mineralsolutionen umgestaltende Sickerwasser.

In neuester Zeit und zwar in dieser Zeitschrift 1881. pag. 629—653 hat nun Herr E. KALKOWSKY diese meine genetischen Anschauungen und deren Begründung einer Kritik unterworfen, dieselbe als ungenügend befunden und dafür eine neue Theorie über die Entstehung jener Gänge aufgestellt. Dieselbe lässt sich nach pag. 652—653 des KALKOWSKY'schen Aufsatzes wie folgt zusammenfassen:

Durch Contraction der Erdkruste fand gegen Ende der Zeit der Granulitbildung, als die Granulitschichten bereits völlig krystallinisch und starr waren, aber noch immer eine sehr hohe Temperatur besassen, eine Wölbung und damit Hand in Hand eine Zerstückelung derselben statt. Durch fortdauernde Contraction wurden diese Stücke aneinander gepresst, auf ihren Spaltfugen setzte sich die Bewegung in Wärme um, welche das noch warme Material der Granulitschichten verflüssigte. Durch mehr oder weniger langsame Erstarrung und Krystallisation desselben entstanden die granitischen Gänge.

Von zwei einander entgegengesetzten genetischen Theorien hat diejenige die meiste Existenzberechtigung, welche die grössere Anzahl von Erscheinungsformen in Harmonie mit der Gesammtheit der übrigen geologischen Erfahrungen zu deuten im Stande ist. Ob dies mit KALKOWSKY's Theorie über die Genesis der granitischen Gänge des Granulitgebirges im Vergleiche mit der von mir aufgestellten wirklich der Fall ist, werden die folgenden Erörterungen darthun.

1. KALKOWSKY geht davon aus, dass Granulite und granitische Gänge wesentlich gleichalterig sind. Um dies zu erklären, nimmt er an, dass die Wölbung der Granulitkuppel und damit die Biegung und Zerstückelung der Schichten sich bereits gegen das Ende der Zeit der Granulitbildung vollzogen habe. Dies ist nicht der Fall. Auf Grund der Geotektonik des Mittelgebirges fällt vielmehr die Entstehung der Granulitkuppel erst in das palaeozoische Zeitalter, nämlich wesentlich in die Mitte des Carbons. Ueberall, wo keine späteren Dislocationen stattgefunden haben, folgen auf die obersten Granulite in vollständiger Concordanz die Gneissglimmerschiefer, die Glimmerschiefer, die Phyllite,

sowie das Cambrium und nehmen an dem Aufbau der mittelgebirgischen Kuppel Antheil. Erst nach Ablagerung aller der eben genannten jüngeren Complexe kann somit die Wölbung der Schichten begonnen haben und hat sich bis in die carbonische Periode fortgesetzt, da Silur und Culm noch von ihr ergriffen und steil aufgerichtet sind, um von den horizontalen Straten der productiven Kohlenformation überlagert zu werden. Von diesem erst verhältnissmässig späten Zutagetreten der Granulite rührt es denn auch her, dass die Conglomerate des Culms wohl Geschiebe der die Granulitformation bedeckenden Schiefer, nie aber Granulitgerölle führen, welche sich vielmehr erst im Beginne des Rothliegenden einstellen. Mit diesem in palaeozoischer Zeit erzeugten Kuppelbau des Granulitgebirges stehen Biegungen, Zerreissungen und Zerstückelung der Schichten und somit Spaltenbildung, vorzüglich auch die grosse Berstung in der Mittellinie des Granulitgewölbes als Resultate des nämlichen Vorganges im augenscheinlichsten geotektonischen Zusammenhange. Die Ausfüllung dieser Spalten, also die Bildung der Gänge, stammt somit aus einer im Vergleiche mit der Kalkowsky'schen Annahme sehr späten Zeit. Die Voraussetzung aber, das Granulit einerseits und die granitischen und Granitgänge andererseits wesentlich gleichalterig sind, ist der Grundstein der ganzen Theorie Kalkowsky's. Nach obigen Erörterungen ergiebt sich dieser erste Fundamentalsatz als falsch. Die hohe Temperatur, welche die Granulitschichten zur Zeit ihrer Aufwölbung und der Spalten- und Gangbildung besessen haben sollen und welche die Verflüssigung der Granulite durch seitlichen Druck einigermaassen einleuchtend machen soll, erscheint demnach als eine ganz willkürliche Annahme.

2. In den Spalten, welche durch Zusammenstauchung der Granulitformation erzeugt wurden, gelangten Gänge zur Ausbildung. Es sind, abgesehen von Quarz-, Schwerspath- und Erzgängen, einerseits solche, die ich unter dem Namen granitische (also granitähnliche) Gänge besprochen habe, andererseits solche eines typischen Eruptivgranites (Granitit vom Mittweida'er Typus). Da nun beide einen sehr ähnlichen mineralischen Bestand besitzen sollen, so müssen sie nach Kalkowsky auch gleicher Entstehung sein: die sogen. granitischen Gänge sind nach ihm nur Modificationen des Mittweida'er Granites und können nicht von diesem getrennt werden (pag. 649).

Andere Geologen haben gefunden, dass der Gegensatz zwischen den genannten Ganggebilden ein sehr grosser und augenfälliger sei. Der Mittweida'er Granitit besteht an allen

den zahlreichen Punkten, wo er innerhalb der Granulitellipse zu Tage tritt, aus einem mittelkörnigen, selten etwas gröberen Gemenge von Orthoklas, Plagioklas, grauem Quarz und sehr wenig dunkelem Glimmer nebst Apatitnädelchen. Ueberall gleichbleibende massige Structur, monotone mineralische Zusammensetzung, Mangel an accessorischen Bestandtheilen, — das sind die charakteristischen Eigenschaften sämmtlicher Vorkommnisse des Mittweida'er Granitites innerhalb des Granulitgebietes und sind auch in allen Beschreibungen, die von letzterem vorliegen, gehörig gewürdigt und hervorgehoben worden; sagt doch schon NAUMANN im Jahre 1834 [1]): „Wenn man „von dem, im Gebiete des Granulites vorkommenden Granite „sprechen will, da scheint es zuvörderst nöthig, den in grösseren Massen auftretenden kleinkörnigen Granit von dem „ader- und nesterförmig ausgebildeten grobkörnigen Granite „zu unterscheiden. Der kleinkörnige fleischrothe Granit von „Mittweida ist eine, vom eigentlichen Granulite sehr scharf „gesonderte Bildung. Schon MOHS macht auf die merkwürdige Einförmigkeit des Gesteines, auf die grosse Gleichmässigkeit des Kornes aufmerksam, wodurch sich dieser Granit „auszeichnet; und in der That sind Handstücke von den ver„schiedensten Punkten einander so ähnlich, dass man kaum „irgend einen Unterschied zu entdecken vermag."

Von diesem monotonen Granitite wende man sich nun zu der Gruppe der granitischen und namentlich pegmatitischen Secretionsgänge. Eine Fülle von Mineralien tritt uns in ihnen entgegen. Zum Orthoklas, Oligoklas, Quarz, Biotit und Apatit gesellen sich Perthit, Albit, Andalusit, Topas, schwarze, rothe und grüne Turmaline, Muscovit, Lithionglimmer, Amblygonit, Granat, Cordierit u. a. Ebenso wie durch diese ihre mineralische Mannigfaltigkeit weichen die Secretionsgänge von denen des Mittweida'er Granitites in ihren gesammten Structurverhältnissen ab. Stengeliges, symmetrisch-lagenförmiges, zelliges, drusiges, cocardenartiges, büscheliges, pegmatitisches und massiges Gefüge treten oft in raschem Wechsel an die Stelle der monotonen, alle Mittweida'er Granitite beherrschenden Massigkeit. In der Symmetrieebene finden sich nicht selten Nähte, in denen die beiden Ganghälften nur locker zusammenhaften, oder Drusenräume, in welchen die Krystallenden und auf ihnen oft jüngere Krystallgebilde zur freien Entwickelung gelangt sind, — kurz, das Wechselvolle der Structurverhältnisse ist gerade so charakteristisch für die granitischen Gangsecretionen, wie der Gegensatz, also Monotonie, für die Mittweida'er Granitite.

[1]) Geogn. Beschreib. des Königr. Sachsen, Heft I. 1845. pag. 15.

Diese bisher noch von sämmtlichen Autoren auseinander gehaltenen Mittweida'er Granite einerseits und die abwechselungsreiche Gruppe der granitischen und pegmatitischen Gänge andererseits sind es, von denen für Herrn KALKOWSKY kein Grund vorliegt, sie von einander zu trennen[1]), weshalb sie denn auch auf dieselbe Weise entstanden sein müssten. Diese Identität beruht nach Obigem, ebenso wie die eben widerlegte Annahme der Gleichalterigkeit der Gänge und ihres Nebengesteines, auf einem Irrthume.

3. Die Entstehung aller dieser Gänge soll nun nach KALKOWSKY auf folgende Weise vor sich gegangen sein: Die durch Wölbung und Berstung der Granulitschichten entstandenen Stücke wurden durch fortdauernde Contraction an einander gepresst, wodurch eine Verflüssigung des granitischen Materiales in der Nähe der Klüfte bewirkt wurde. Erfolgte eine langsame Abkühlung und Krystallisation des letzteren, so entstanden die späthigen granitischen Gänge, bei rascherer Erstarrung die Gänge von massig-körnigem Granit. Ganz abgesehen von der theoretischen Unmöglichkeit der Gesteinsverflüssigung durch seitlichen Druck, so würden auf diese Weise nie Mineralaggregate entstehen können, wie sie für die granitischen Gänge geradezu charakteristisch sind. Nach KALKOWSKY sind doch die letzteren nichts als das verflüssigte und wieder erstarrte, also nur in anderer Gestalt regenerirte Material der ursprünglich die Spalten begrenzenden Schichtenenden des Granulites. Es können bei diesem Vorgange nur Veränderungen der Structur, kaum aber solche der substantiellen Beschaffenheit stattgefunden haben. Wie sehr aber widerspricht Dem der thatsächliche Befund! Gänge von glasigem Quarz mit isolirt eingesprengten Orthoklasen und Kaliglimmertafeln, Gänge, welche reich sind an Turmalin, ja wie der von mir l. c. pag. 180 beschriebene Wolkenburger Gang wesentlich mit aus Turmalin und Lithionglimmer bestehen, — Gangpartieen, die vorwaltend aus Topas zusammengesetzt sind, können unmöglich durch Verflüssigung des Granulites entstehen. Hier muss doch unbedingt eine Zufuhr von Material stattgefunden haben. Dies hat KALKOWSKY auch sehr wohl gefühlt und

[1]) Ein „Punkt, in dem die beiden structurell von einander verschiedenen Arten von Granit ihre Verwandtschaft bekunden", ist nach KALKOWSKY pag. 651 auch derjenige, dass sich „Krümmungen der Schichten sowohl neben den granitischen, wie neben den Granit-Gängen finden". Ist diese Schlussfolgerung nicht geradezu unbegreiflich? Wenn Schichtenbiegungen des Nebengesteines als Beweise für die Verwandtschaft der Ausfüllungsmasse der Spaltenräume gelten sollen, dann würden auch die Quarz-, Schwerspath- und anderen Mineralgänge zum Mittweida'er Granitit gehören!

macht deshalb pag. 653 den Zusatz: „Dass nun noch eine Wanderung von Molekülen zu den Quetschlossen hin stattgefunden hat, so dass diese archäischen Quetschlossen zugleich Ausscheidungstrümer darstellen, ist für viele Fälle nicht unwahrscheinlich; manche von den Gängen mögen auch reine Ausscheidungstrümer sein, so vielleicht namentlich die Pegmatite.“ Ich möchte wissen, was nach diesem die ganze Verflüssigungs-Theorie fast wieder aufhebenden Zusatze überhaupt noch für granitische Gänge als Erstarrungsproducte des durch Quetschung verflüssigten Granulitmateriales übrig bleiben?

Dass aber dieser Vorgang sich überhaupt gar nicht vollzogen hat, dafür tragen die granitischen Gänge die sprechenden Beweise in Form von haarscharf begrenzten Fragmenten und Schollen des Nebengesteines zur Schau, deren Conturen sogar zuweilen noch genau den Stellen der Gangwandung entsprechen, von denen sie losgerissen sind. Diese Fragmente haben also seit ihrer Abtrennung durchaus keine Formveränderung erlitten, obwohl gerade diese zwischen den Spaltenwandungen steckenden Bruchstücke es gewesen sein müssten, die zu allererst dem von Kalkowsky vorausgesetzten Quetschungs- und Verflüssigungsprocesse verfallen wären. Auch die Wände der Spalten sind gegen die Ausfüllung der letzteren so scharf abgesetzt, wie dies bei Annahme ihrer Anschmelzung undenkbar wäre, — sind doch selbst Salbänder, auf denen sich der Gang vom Nebenstein glattflächig ablöst, nicht selten.

Aber nicht nur die schwachen granitischen Gänge, auch die gewaltigen Granitmassen des Mitweida'er Gangzuges, welcher eine Länge von über 20 km und eine Breite von etwa 1½ km erreicht, hält Kalkowsky für durch Stauchung der Schichten verflüssigten und in Spalten gepressten Granulit. Die über die Entstehung dieser Granite, sowie der granitischen Gänge von Kalkowsky ausgesprochene Ansicht kommt auf die u. A. und zuletzt von Mallet aufgestellte Hypothese über die Erzeugung der vulkanischen Erscheinungen durch die Contraction der Erdkruste hinaus. Nach Mallet wird die hierbei durch Druck und Zerquetschung geleistete Arbeit in Wärme umgesetzt; — „an den Stellen concentrirter Druck- und Quetscharbeit mag die Temperatur wohl local bis zur Rothgluth sich steigern und mag die Schmelzung der zerquetschten Gesteinsmassen und der aufeinander gepressten Wände, welche diese einschliessen, bewirken“. [1]) Bereits J. Roth hat in einer

[1]) R. Mallet: Ueber vulkanische Kraft; übers. von A. v. Lasaulx, pag. 161.

in dieser Zeitschrift 1875 erschienenen Kritik der Mallet'schen Theorie des Vulkanismus dargelegt, dass, um die selbst nur für die jetzigen vulkanischen Erscheinungen nöthige Wärme von der Zerdrückung der Gesteine der Erdkruste abzuleiten, eine Gunst der Verhältnisse vorausgesetzt werden müsse, wie sie thatsächlich nicht existirt: die Zerdrückung muss instant sein, — die erzeugte Wärme muss nicht fortgeführt werden können, — der Widerstand des zu zerdrückenden Gesteines nicht durch die Zunahme der unterirdischen Temperatur verringert sein. In noch viel höherem Maasse als gegen die Mallet'sche Hypothese, die sich doch nur auf die verhältnissmässig geringfügigen vulkanischen Erscheinungen der jüngsten geologischen Perioden bezieht, richten sich die von Roth gemachten Einwürfe gegen die von Kalkowsky behauptete Production der gewaltigen Granitmassen, wie sie das Granulitgebiet durchsetzen, durch Verflüssigung des Granulites in Folge säcularer Gebirgsfaltung.

Noch nicht genug hiermit. Nach Kalkowsky soll das verflüssigte Material aus den Spalten herausgequollen sein und Ströme von Granit gebildet haben, welche wir heute als Lager an der Basis der das Granulitgebiet umgürtenden Glimmerschieferformation wiederfinden. Vergeblich sieht man sich nach den Thatsachen um, welche diese gewagte Behauptung irgendwie begründen könnten. Nirgends findet ein räumlicher Zusammenhang, eine Verbindung zwischen den Mittweida'er Granitgängen und den „Lagergraniten" des Schiefermantels statt, — im Gegentheil bilden diese meist isolirte Linsen von z. Th. geringen Dimensionen, — petrographisch weichen beide darin von einander ab, dass sich in letzteren, wenn auch nur zurücktretend, Kaliglimmer und local auch Granat, Turmalin, sowie Hornblende und Titanit einstellen, was bei dem Mittweida'er Granitit nie der Fall ist, — durch ihre nach den Grenzflächen zu flaserig werdende Structur, sowie durch Vermittelung ausgezeichnet flaseriger bis schieferiger Granitgneisse, endlich durch vielfache Wechsellagerung sind sie mit dem hangenden und liegenden Gneissglimmerschiefer innig verknüpft. Kalkowsky bleibt jeden Beweis für den behaupteten Zusammenhang dieser Granitgneisse mit dem Eruptivgranit von Mittweida schuldig.

Soviel über diese Hypothese von der Entstehung der granitischen und der Granitgänge im sächsischen Granulitgebirge.

Wende man sich nun zu den Einwürfen, welche Kalkowsky gegen die von mir l. c. dargelegte Theorie erhebt, dass die granitischen und pegmatitischen Gänge

des Granulitgebietes auf hydrochemischem Wege durch Secretion entstanden seien.

Die Einwendungen gegen diese Theorie concentriren sich gegen folgende Punkte:

1. Da die Zersetzung und Auslaugung des Gesteins sich nur durch Wasser, welche Kohlensäure enthalten, vollzogen haben kann, so müssten sich Carbonate als Bestandtheile der granitischen Gänge vorfinden. Hierzu ist Folgendes zu bemerken: Durch die auf das Ausgehende der Granulite einwirkenden atmosphärischen, also Kohlensäure führenden Wasser werden allerdings in den oberflächlichen Gesteinspartieen Lösungen von Carbonaten gebildet worden sein. Nun enthalten aber die verbreitetsten aller Granulite, neben denen die übrigen eine nur untergeordnete Rolle spielen, nach SCHEERER [1]) nicht weniger als 7—8,2 pCt. Kali und Natron, aber nur 0,4 bis 0,7 oder 1,5 pCt. Kalkerde. Die durch Auslaugung solcher Granulite entstehenden Carbonate waren also wesentlich solche von Alkalien, welche im Wasser leicht löslich sind und sich deshalb auf Klüften nicht ausscheiden konnten. In den kalkreicheren Pyroxengranuliten sind Gangbildungen seltener. Während sie hier in der That das nach Analogie mit Secretionen in anderen ähnlichen Gesteinen gleichfalls zu erwartende Kalkcarbonat nicht enthalten, tritt Kalkspath als Bestandtheil von Gangsecretionen innerhalb anderer kalksilikat-reicher Gesteine des Mittelgebirges, so in den Amphibolschiefern von Thierbach und zwar verwachsen mit Feldspath, Granat, Titanit, Epidot und Hornblende auf. [2]) Hier, wo ein kalkerdereiches Nebengestein vorliegt, stellt sich also auch die von KALKOWSKY l. c. pag. 641 verlangte Beimengung von Kalkcarbonat zu den wasserfreien Silicaten innerhalb der Gangspalten factisch ein.

2. Nach KALKOWSKY sollten in den granitischen Gängen, falls sie der Lateralsecretion ihren Ursprung verdankten, auch Sulfide und Sulfate zu erwarten sein. Mir ist es geradezu unerfindlich, wie eigentlich diese Sulfate und Sulfide aus dem Nebengesteine hätten extrahirt werden sollen, da weder die normalen, noch die Biotitgranulite auch nur Spuren von Schwefelmetallen enthalten, durch deren Zersetzung Lösungen von schwefelsauren Salzen resultiren könnten. Die im Granulitgebiete aufsetzenden Mineralgänge mit Schwerspath, Bleiglanz und Antimonglanz hat bei dem Mangel ihres Nebengesteines an Baryterde, sowie an Antimon- und Bleiverbin-

---

[1]) N. Jahrb. f. Mineral. 1873. pag. 677 u. 686, Analyse 7 u. 8.

[2]) Diese Zeitschrift 1875. pag. 207—209.

dungen bisher Niemand gewagt, als durch Lateralsecretion entstanden aufzufassen, und wenn Kalkowsky pag. 642 schreibt: „wir wunderbar wäre es, dass aus denselben Stoffen und mit denselben Reagentien und unter denselben Umständen einmal gewöhnliche Erzgänge, Barytgänge, ein ander Mal granitische Gänge entstanden sein sollten", so zieht er gegen eine Voraussetzung zu Felde, die nirgends, am Wenigsten von mir, gemacht worden ist.

3. In den die Granulitkuppel umlagernden Schiefern fehlen granitische Gänge, dahingegen stellen sich solche von Quarz ein. Herr Kalkowsky hält dies pag. 645 für einen Beweis gegen die secretionäre Bildung der ersteren, denn, so fragt er, warum kommen sie nicht auch in den Schiefern vor? Nun, einfach deshalb, weil diese Glimmerschiefer, Garbenschiefer, Fruchtschiefer und Quarzite das Material an Feldspath, Granat u. s. w. nicht bargen, durch dessen partielle Extraction die silicatreichen granitischen Gänge hätten hervorgehen können! Gerade diese eclatante Abhängigkeit von der petrographischen Zusammensetzung des Nebengesteins haben wir als einen der einleuchtendsten Beweise für die Bildung der Gänge auf hydrochemischem Wege zu betrachten.

4. Auf pag. 646 und 647 seiner Arbeit behauptet Kalkowsky, dass granitische Gänge mit stengeliger und symmetrisch-lagenförmiger Structur selten seien, und dass von ihnen immer erst ein einziger auf 20 Gänge mit rein massig-granitischem Korne käme, wenn man dabei „z. B." von der Anhäufung des Turmalins in der Mitte oder am Rande des Ganges absähe. Letzteres Verfahren ist vollkommen ungerechtfertigt, denn gerade diese zonale Vertheilung des Turmalins, sein Beschränktsein auf die Centralzone oder auf die beiden randlichen Zonen der granitischen Gänge, wie ich es l. c. pag. 140 ff. besonders betont habe, ist die auffälligste und häufigste Form, in welcher sich der lagenförmige Bau jener Gänge offenbart. Von dieser Ganggruppe einfach zu abstrahiren, ist eine Willkür, mit Hülfe deren sich allerdings höchst ungünstige Verhältnisszahlen zwischen Gängen mit stengeliger oder symmetrischer Structur einerseits und solchen von rein granitischem Gefüge andererseits aufstellen lassen.

5. Nach Kalkowsky (pag. 635—638) müsste das Gestein in der Nähe der granitischen Gänge, falls diese durch Auslaugung des ersteren entstanden wären, zersetzt, also verwittert sein. Dem sei aber nicht so, vielmehr zeigen die Granulite, in denen die granitischen Gänge aufsetzen, keine Verwitterungserscheinungen, während umgekehrt in stark verwittertem Granulite keine granitischen Gänge aufsetzen. Hierauf

ist Folgendes zu erwidern: Aus der Verwitterung eines Granulites können nie granitische Gangsecretionen resultiren, besteht doch die Verwitterung wesentlich in der Extraction von leicht löslichen Carbonaten und von Kieselsäure durch Einwirkung kohlensäurehaltiger Wasser. Die Kieselsäure zwar, sowie das aus dem Eisenoxydulcarbonat hervorgehende Eisenhydroxyd mögen sich, wie dies ja auch im verwitterten Granulit und Cordieritgneiss oft genug der Fall ist, als Trümer von Quarz, Eisenkiesel und Brauneisen ausscheiden, — die Lösungen der Alkalicarbonate hingegen sickern weiter in die Tiefe. Soweit also die Einwirkung der freien Kohlensäure reicht, soweit das Gestein ganz „zu Grus oder zu einer schmierigen oder zerbröckelnden Masse" zersetzt ist, ist überhaupt die Bildung granitischer Gänge ausgeschlossen. Erst dann wenn die Wasser durch Carbonatbildungen an der Oberfläche ihrer freien Kohlensäure beraubt und zu schwachen Lösungen von Alkalicarbonaten umgestaltet, weiter in die Tiefe dringen, kann (und zwar begünstigt durch den Alkalicarbonat - Gehalt der Sickerwasser) der Process der Auslaugung der Silicate und der übrigen Mineralsubstanzen aus dem Granulite beginnen, die wir in den Gängen wiederfinden. Verwitterung und Bildung von granitischen Gängen schliessen sich somit in diesem Falle aus, d. h. in grusigem, verwittertem Granulit etc. findet man keine granitischen Gänge, wohl aber solche von Quarz, Eisenkiesel, Brauneisen, — in anscheinend frischem Granulit hingegen solche mit Silicaten. Ich sage „in anscheinend frischem Granulit", denn Spuren hydrochemischer Einwirkung lassen auch die „harten, spröden, klingenden" Granulite erkennen. Selbst in ihnen sind die Granaten oft in Chlorit umgewandelt oder mit einem Kranze von Chloritblättchen versehen, — auf den der Schichtung entsprechenden Spaltflächen haben sich Flimmern von Kaliglimmer angesiedelt, — die Biotitblättchen der Glimmergranulite sind zuweilen gebleicht, — im Cordierit haben sich Aederchen von Chlorophyllit eingenistet. Die mineralischen Bestandtheile der Granulite und Cordieritgneisse haben also trotz ihres frischen Aussehens bereits gewisse hydrochemische Veränderungen erlitten.

6. Auf pag. 638—641 seines Aufsatzes wendet sich KALKOWSKY gegen die Möglichkeit, dass die Bildung der Gesammtheit der wasserfreien Silicate, welche unsere granitischen und pegmatitischen Gänge zusammensetzen, durch Auslaugung aus dem Nebengesteine vor sich habe gehen können. Namentlich ist es der Albit, dessen Neubildung auf hydrochemischem Wege, also in unserem Falle durch Extraction aus dem Perthit geleugnet wird. Von der Annahme der Löslichkeit und Extra-

hirbarkeit des Albites durch Wasser schreibt Kalkowsky: „es ist eine reine Hypothese, die durch keine Beobachtung, keinen Versuch begründet wird". Das heisst also: die einschlägigen Darlegungen dieser Erscheinung durch G. Rose (Pogg. Ann. 1850. LXXX. pag. 123), D. Gerhardt (diese Zeitschr. 1862. pag. 155—157), G. Bischof (Lehrb. d. chem. u. phys. Geol., 2. Aufl., 1864 u. a. II. pag. 404—412) und meiner selbst (diese Zeitschr. 1875. pag. 117, 146, 158), welche auch J. Roth (allgem. u. chem. Geol. I. 1879. pag. 315) acceptirt, sind alle aus der Luft gegriffen! Im Gegentheile, gerade die Beobachtungen dieser Autoren, ihre z. Th. sehr eingehende Beschreibung des thatsächlichen Befundes sind es, durch welche der Vorgang der Auslaugung und Neubildung des Albites dem unsicheren Gebiete des Hypothese entrückt ist.

---

Aus der Gesammtheit der obigen Erörterungen dürfte meines Erachtens hervorgehen:

dass einerseits die von Kalkowsky aufgestellte Hypothese über die Entstehung der granitischen Gänge des Granulitgebirges keinesweges zutreffend ist,

und dass andererseits die von ihm gemachten Einwürfe nicht hinreichen, um die von mir in meiner mehrfach citirten Abhandlung ausführlich begründete Ansicht von der wässerigen Entstehung jener Gänge zu entkräftigen.

## 3. Geologische Beobachtungen im Tessinthal.

Von Herrn F. M. Stapff in Airolo.

Hierzu Tafel XX.

(Fortsetzung.)[1])

### 3. Gletscher.[2])

Das Tessingebiet bis zur Mündung des Brenno umfasst 423 km². Es war einst fast ganz vergletschert[3]), während gegenwärtig Gletscherüberreste nur noch 9 km² oder 2,1 pCt. seiner Fläche einnehmen. Obwohl zum Studium lebendiger Gletscher also wenig geeignet, bietet es doch gute Gelegenheit, die Spuren gewesener bis an ihre Wurzeln zu verfolgen.

---

[1]) Siehe diese Zeitschr. XXXIV. pag. 41.

[2]) Manche der im Folgenden entwickelten Ansichten über Gletscher-Physik wurden schon in „Studien über die Wärmevertheilung im Gotthard", I. Th. 1877. pag. 22 ff., sowie im Text zu dem geologischen Gotthardprofil 1880. pag. 12 ff. geltend gemacht. Ausführlicher darüber handelt eine noch nicht veröffentlichte Arbeit über die Wärmevertheilung am Gotthard, welcher auch die meisten, hier benutzten, meteorologischen Daten etc. entnommen sind.

[3]) Viele, z. Thl. celtogallische Localnamen deuten auf Gletscher, Lavinen, Schnee, Eis. Pizzo Forno = Gletscherspitze (an welcher jetzt nur noch einzelne Schnee- und Eisflecken kleben); Val Bedretto = Gletscherthal, von Vedra, Vedretta abgeleitet, dem in Graubünden gebräuchlichen Namen für Gletscher, während jetzt im Tessin „Ghiacciajo" die gewöhnlichste Bezeichnung ist. Die den Touristen aufgetischte Deutung: „Birkenthal" scheint schon deshalb unrichtig, weil in Bedretto nicht mehr Birken wachsen als in irgend welchem anderen Thal des Tessin, und weil die Bewohner keinen anderen Namen für Birke kennen als betula oder bedello. Nach der zwischen 193 und 235 n. Chr. zusammengestellten Meilentabelle der römischen Strassen (Tabula Peutingeriana) wohnen nördlich vom „Lacus Clisius" (Lago Maggiore?) die „Betueteli". Stalvedro dürfte auch richtiger Vedrastalden zu deuten sein, d. h. steiler Aufstieg zum Gletscherthal, als „Stabulum (castrum) vetus", wie Padre Angelico meint. Stalden, allein und in Zusammensetzungen wie Riemenstalden, Irnisstalden (Biaschina) und dergl. ist ein landläufiger schweizerischer topographischer Begriff. Gesucht scheint auch Padre Angelico's Deutung des Dorfnamens Dalpe: „de albe, delle nostre antichi pergamene dal celtico alb, alp od anche ἄλπεις, quindici il latino albus, albe, nome che si dava alle Alpe pella bianchezza dei ghiacci e delle neve." Die häufig vorkommende Bezeichnung „Ganna" für steinige Alpweide etc. hängt wahr-

Die jetzige Firnregion des Tessinthales beginnt (theoretisch) 2875 m ü. M. und umfasst gleichfalls gegen 9 km², deckt sich deshalb aber keineswegs mit der Gletscherregion; denn während einerseits zahlreiche Kämme und Gipfel bar aus dem Firn hervorragen, strecken sich andererseits vereinzelte Gletscherzungen durch den Gürtel der ständigen Schneeflecken etc., welche im Mittel bis 2460 m hinabgehen.

Nebst Gletscher und Firn nimmt der Schneefleckengürtel 46,5 km.² oder 11 pCt. des ganzen Thalgebietes ein. Dies Areal könnte unter jetzigen klimatischen Verhältnissen ebenso vergletschert sein wie ehemals das ganze Thalsystem, wenn sein Firn noch genügende Subsistenzmittel gewährte. Da dem gletscherfähigen Terrain von 46,5 km² ein Firngebiet von 9 km² zukommt, so könnte man rückwärts schliessen, dass zu dem einstigen Gletscherterritorium von 423 km² 82 km² Firn gehörten, welcher zu etwa 2200 m ü. M. hinbgereicht hätte. Oder auch müsste auf dem jetzigen Firngebiet von 9 km² zur Gletscherzeit etwa 9 mal so viel geschneit sein als gegenwärtig. Auf dem Gotthard fällt jährlich im Mittel 1208 mm Wasser als Schnee. Darf das Niederschlagsquantum der Firnregion gleichgross angenommen werden, so müssten daselbst (zur Gletscherzeit) 10872 mm Wasser geschneit sein. Dies scheint nicht unmöglich, aber wenig wahrscheinlich; denn wenn es auch zu Tscherrapundschi jährlich 12300 mm regnet, so ist doch kein Ort auf Erden bekannt, wo jetzt ein entsprechendes Schneequantum fiele. Daraus dürfte hervorgehen, dass zur Gletscherzeit die Firngrenze wirklich tiefer gelegen hat als gegenwärtig; und dies ist nur denkbar, wenn in gleicher Meereshöhe die Bodenwärme damals niedriger war. Gegen vorhergehende Proportionirung lässt sich mancherlei einwenden; sie ist auch nicht zur Ermittelung von Zifferwerthen aufgestellt, sondern nur um von vornherein auf die Bedeutung der Bodenwärme bei Gletscherbildung aufmerksam zu machen.

Auf der Nordseite des Gotthard, im Reussgebiet, haben

---

scheinlich mit Gandecke = Moraene zusammen; und richtiger wäre wohl Val Ganaria anstatt Val Canaria zu schreiben. Nuffenen = Novèna = neuer (kürzlich gletscherfrei gewordener) Pass? (Eus = Enge = stretto, serrato)? Was bedeutet der uralte Name für Gotthard: „Urseler", welcher sich noch in Ursernthal, Piz Orsino, Orsiroro u. dergl. wiederfindet, aber auch in Graubünden vorkommt (Urselle), und vielleicht mit dem Namen des dalekarlischen Kirchspiels „Orsa" sprachlich zusammenhängt? Es ist zu bedauern, wenn auf neueren topographischen Karten volksthümliche Localnamen durch hochtrabende Bezeichnungen ersetzt werden, welche, einmal gedruckt, officiell aber deshalb nicht wahr werden.

(Zu pag. 513.)

| …ard. …° 33′. …om Nord- …dtunnels. …M. | Airolo. N. Br. ca. 46° 31′. 15040 m südlich vom Nord-portal des Gotthardtunnels. 1154 m ü. M. |
|---|---|
| | 6,20° |
| $\frac{1}{VIII}$ | 19,44°, $\frac{24}{VII} - \frac{3}{VIII}$ (1162 m) |
| – $\frac{12}{II}$ | – 5,49°, $\frac{9}{I} - \frac{19}{I}$ ( „ ) |
| | 24,93° |
| Tage | $\frac{2}{III} - \frac{21}{XI}$, 264 Tage |
| | 9,39° |
| Tage | $\frac{21}{XI} - \frac{2}{III}$, 101 Tage |
| | – 2.70° |
| | $\frac{28}{X}$ |
| Tage | $\frac{20}{XI} - \frac{30}{III}$, 131 Tage |
| | 80 |
| | 1047 mm |
| | 43 |
| …sser) | 564 mm (Wasser) |
| | 123 |
| | 1611 mm |
| | 8,16° |
| | 11,45° |
| | 6,99° |
| | 1,96° |

sich merklich grössere Gletscher erhalten als auf der Südseite. Man vergleiche nur mit den Ueberresten des Gries, Cavagnolo, Valeggia, Val torta, Rotondo, Pesciora — sämmtlich im Bedrettothal; oder mit jenen des Sella und Prevot am Pizzo Centrale; oder mit den kleinen Flecken am Massari, Crozlina (Campo Tencia), Pizzo Forno — einen Mutten-, Wyttenwasser-, Stelliboden-, Lucendro-, Guspis-, St. Anna-, Gurschen-, Unteralp-Gletscher, — sämmtlich an der Nordseite des Gotthardmassivs belegen, d. h. an denselben Bergen, welche auf der Tessinseite fast entgletschert sind! Die in's Reussgebiet fallenden grossen Gletscher zwischen Furka, Sustenpass und von da nordostwärts, werden hier absichtlich nicht mit in Vergleich gezogen, weil sie zum höheren Gebirgsland des Finsteraarhornmassivs gehören. Zwischen Nuffenen und Bornengo (im hintersten Winkel des Val Canaria) sind vom Südabhang der Gotthardkette noch 3,9 $km^2$ vergletschert; auf derselben Strecke des Nordabhanges (soweit er zum Reussgebiet gehört) dagegen 15,3 $km^2$. Niedrigere Jahrestemperatur der Nordseite kann diese vierfach grössere Conservirung nicht erklären. denn die beiderseitigen Gletscher berührten sich in derselben Kammlinie und die Lufttemperatur nimmt am Gotthard per Kilometer nordwärts mit 0,075° ab. Grössere Schneemassen fallen nicht etwa nördlich vom Pass, sondern südlich (Airolo 564 mm, Gotthard 1208 mm, Göschenen 515 mm Wasser als Schnee); die Luft auf der Nordseite ist auch trockener und zehrt das geringere jährliche Schneequantum um so rascher wieder auf, als der bekannte Schneefresser Föhn auf der Nordseite niederfährt. Blieben trotz alledem auf dem Nordabhang des Gotthard viermal grössere Gletscherflächen als auf dem Südabhang, so kann man einen Grund in geringerer Bestrahlung unter ungünstigerem Einfallwinkel suchen; einen anderen in niedrigerer Bodentemperatur. In der Mitte der Gotthardtunnellinie tritt die Bodentemperatur 0° in 2650 m mittl. Höhe ein, wenn die Oberfläche ganz beschattet ist; in 2990 m dagegen, wenn ganz sonnig belegen. Obwohl wir weiter unten sehen werden, dass die theoretische Schneegrenze mit der Geotherme 0° zusammenfällt, so bezeichnen diese Höhenquoten doch nicht stricte die durch locale Verhältnisse vielfach modificirte Firngrenze am Nord- und Südabhang des Kammes; aber sie lassen erkennen, dass diese Grenze auf der Nordseite beträchtlich tiefer hinabgeht als auf der Südseite; dass mithin das Firngebiet der Nordseite grösser sein muss, also auch grössere Gletscher nähren kann als jenes der Südseite.

Die in beiliegender Tabelle zusammengestellten meteorologischen Mittelwerthe einiger Punkte des Gotthardgebietes

bezeichnen die jetzigen klimatischen Verhältnisse desselben, unter welchen seine Gletscher „schwynten". Die Zusammenstellung könnte für die Zukunft von Nutzen sein und schon jetzt einen Vergleich mit dem Klima anderer Gegenden gestatten, deren Gletscher fortbestehen, vielleicht „stossen" (zunehmen). Einige dieser klimatologischen Daten werden überdies im folgenden Kapitel zu Statten kommen.

Da die Temperatur des Gletschereises 0° beträgt (abgesehen von Temperaturgraden unter 0°, welche im Winter nahe der Gletscheroberfläche eintreten, nach denselben physikalischen Gesetzen mit der äusseren Lufttemperatur oscilliren wie die Erdbodentemperaturen, und welche auf dem hinteren Aargletscher schon in 42 Fuss Tiefe —0,3° nicht untersteigen), so muss nothwendigerweise die Temperatur des Bodens unter jedem wirklichen Gletscher $\geqq$ 0° sein. Denn wenn die Hauptursache der Gletscherbewegung Gleiten auf dem vom Schmelzwasser schlüpfrigen und in allen Vertiefungen schmandigen Boden ist, so muss ein Abschmelzen des Eises von unten [1]) auch im Winter stattfinden, da in dieser Jahreszeit eine langsame Gletscherbewegung gleichfalls stattfindet. Dies winterliche Abschmelzen von unten setzt aber eine Bodentemperatur $>$ 0° voraus [2]), weil sonst der Gletscher auf seinem Boden festfrieren und höchstens bei starker Neigung gelegentlich losreissen und abwärts fahren würde. Ist aber die durch grossen Druck herbeigeführte Herabsetzung des Schmelzdruckes Ursache der Viscosität und Beweglichkeit des Eises, so setzt dieselbe gleichfalls eine Eistemperatur wenig unter 0° oder von 0° voraus. Denn um Eis von —1° zu schmelzen, ist schon ein Druck von 133 Atm. oder ca. 1400 m

[1]) Dies nimmt schon WAHLENBERG an. Er sagt in „Berättelse om Mätnnigar och Observationer för att bestämma Lappska fjällens höjd och temperatur vid 67 graders polhöjd; förrättade år 1807. pag 24: „Dies alles zeigt deutlich, dass das Eis successive von unten abschmilzt, und dies muss eine Folge der Wärme der unterliegenden Bodenfläche sein, welche, da sich der Gletscher mehrere hundert Fuss unter die Schneegrenze erstreckt (wo die Temperatur + 0,4° beträgt), noch ziemlich hoch sein kann."

[2]) Oder Quellen unter dem Eis. Die höchsten mir bekannten ständigen Bodenquellen des Gottbardgebietes liegen 2522, 2640, 2670 m ü. M.; also noch unterhalb der theoretischen oberen Gletschergrenze. Mit „Bodenquellen" sind solche Quellen gemeint, welche sich zwischen dem anstehenden Gestein und der Oberfläche sammeln, und zwar tief genug unter letzterer, dass sie keine tägliche Temperaturschwankungen zeigen, wie die sogen. Rasenquellen. Die mittlere Tiefe, in welcher die Wässer der am Gotthard längere Zeit beobachteten Bodenquellen circuliren, ist 1,12 m ± 0,49; und auf diese Tiefe beziehen sich auch die in vorliegendem Aufsatz vorkommenden Bodentemperaturangaben.

Gletscherdicke erforderlich. Solche Mächtigkeit besitzt kein Gletscher im Tessingebiet und hat nie einer besessen, wie wir weiter unten sehen werden. Unabhängig von der Gletscherdicke kann allerdings auch durch Hemmung der bewegten Masse lebendige Kraft in Druck (resp. Wärme) umgesetzt und dadurch Schmelzung unter dem Gefrierpunkt herbeigeführt werden. Nach Beseitigung solchen Druckes würde das Geschmolzene auf einem Boden kälter als 0° aber sofort wieder erstarren und festfrieren; die Existenz flüssiger Grundmoränen wäre unmöglich, wenigstens im Winter und unter den oberen Partieen eines Gletschers; die Bewegung keine continuirliche.

Dass die Temperatur des Bodens, selbst unter hochgelegenen Gletschern, thatsächlich den Gefrierpunkt übersteigt, zeigten einige Beobachtungen unter dem Eisthor des östlichen St. Annagletschers (2460 m ü. M.) im August 1877. Die mit Minimi- und Maximithermometern gemessene Temperatur des unter dem Eis hervortretenden Wassers schwankte zwischen 0,38° und 0,78°. Ich habe den Versuch leider nicht einen Winter durch fortsetzen können; am 16. Juni 1877 mich aber übezeugt, dass der Bach an der obersten Staffel des Felsenthales, etwa 200 m vom Gletscherthor, floss; obwohl die Schneeschmelze ringsum noch nicht eingetreten war. Man darf also wohl annehmen, dass während des ganzen Jahres unter dem Annagletscher Wasser hervorkommt, dass also der Boden unter selbigem wärmer als 0° ist.

Chydenius fand am 22. Juli 1861 die Schmelzwassertemperatur des Gletschers Veteranen im südlichsten Winkel der Lommebay (79° 22′ nördl. Br.) auf Spitzbergen: 0,05° am ersten Fall, 0,75° dicht unter dem Gletscher zwischen Eisstücken, 0,1° im einen Arm des Abflusses, 0,25° im anderen. Lufttemperatur 2,5° (O. Torell, Svenska Expeditionen till Spetsbergen, 1861. pag. 292). Diese Ziffern lassen gleichfalls erkennen, dass die Bodentemperatur unter „Veteranen" 0° übersteigt.

Es ist bekannt, wie sehr die Gletscherbewegung durch reichliche Schmelzwasser und sommerliche Regengüsse beschleunigt wird. Alle anderen Bewegungsursachen in ihrem Werth gelassen, glaube ich, dass das Eis mancher Gletscher auf der schlammigen Grundmoräne wie mit einem Untereismurgang zu Thal geht. Der Schlammstrom folgt natürlich den Bodenvertiefungen; die einmal in Bewegung befindliche grosse Eismasse muss aber auch über die nackten zwischenliegenden Klippen schieben —; dass dabei die Geschwindigkeit an verschiedenen Querprofilpunkten des Eisstromes sehr ungleich

werden kann, ist ganz natürlich, ebenso die Unregelmässigkeit der Bewegung einzelner Bruchstücke des Gletschers. Wie launenhaft ist doch schon die Bewegung einer Scholle, welche mit tausend anderen zusammengepackt dem Eisgang eines Stromes folgt: ein gegebener Punkt der Scholle rückt vorwärts, rückwärts, aufwärts, abwärts, links oder rechts: aber das Resultat aller dieser kleinen Bewegungen der Scholle ist, dass sie dem Strom folgt. Von der Beweglichkeit des Schlammes unmittelbar am Gletscherrand habe ich mich übrigens öfters überzeugt. Bei den oben erwähnten Temperaturbeobachtungen waren z. B. die Thermometer nach wenigen Tagen nicht nur im Schlamm des Gletscherbaches eingesunken, sondern sie hatten sich zugleich mit den Pflöcken und Steinen am Bachrand, woran sie festgebunden waren, abwärts bewegt.

Aus der Bedingung, dass die Bodentemperatur unter jedem wirklichen Gletscher $\leqq$ 0 ist, folgt unmittelbar, dass die Grenzlinie zwischen Firn und Gletscher mit der Geotherme 0° zusammenfällt, welcher am Gotthard die mittlere Lufttemperatur —6,5° entspricht; über derselben belegene Schnee- und Eisfelder sind Firn, welcher sich nicht bewegt oder aus anderen Gründen bewegt als das unten anstossende Gletschereis; z. B. deshalb, weil er seine Stütze verliert wenn letzteres abgleitet, oder weil sein Bett so stark geböscht ist, dass er gelegentlich abfährt; oder weil das im Hochsommer an den kahlen Gräten abschmelzende Wasser unter den Firn sickert und ihn von seiner Unterlage abschmilzt; oder durch Ablösen von Lawinen und Wächen etc.

Der Uebergang aus Firn in Gletscher erfolgt aber allmählich, so dass sich scharfe Grenzlinien zwischen beiden durch unmittelbare Beobachtung nicht leicht fixiren lassen, um so weniger, als das in den Firnschnee einsickernde Sommerwasser seine tieferen Schichten endlich in körniges Eis verwandelt. Auf dem nordwärts fliessenden St. Annagletscher lag im September 1877 die Firngrenze 2725 m ü. M.; der kleine Gletscherfleck des ca. 2750 m hohen Sellapasses beginnt auf der Sattelhöhe mit Firnschnee; ebenso in 2900 m der sonnseitige Rotondo- und Pescioragletscher. In der Regel erreichen aber die Gletscherüberreste im Tessin nicht mehr die Kammhöhe, und ihr jetziger oberer Rand verdient kaum den Namen Firn. Die an den Südabhang des 3003 m hohen Pizzo Centrale gelehnten Sella- und Prevotgletscher beginnen z. B. 2800 bis 2900 m ü. M. Diese Beispiele könnten durch Zuziehung kleinerer hochbelegener Schneeflecken sehr vermehrt werden. Solche sind aber wenig charakteristisch; sie bestehen im Innern fast stets aus Eis und sind meist die letzten Ueberreste von Gletschern, welche in flachgeneigten Mulden, ohne andere Nahrung

als den jährlichen Winterschnee, mit bemerkenswerther Zähigkeit ihr Dasein fristen.

Die vorstesenden Zahlen zeigen genügend, dass die Firngrenze auf dem nördlichen Abhang tiefer liegt als auf dem südlichen; nnd ihr Mittelwerth $(\frac{2750 + 2900 + 2850}{3} = 2833$ m) nähert sich der theoretischen Höhe 2875 m, in welcher die Bodentemperatur zwischen Göschenen und Airolo überhaupt (d. h. von sonnseitiger oder schattseitiger Lage abgesehen) $= 0^\circ$ wird.

Der Umstand, dass viele Gletscher des Tessin- und Reussgebietes in neuerer Zeit ganz verschwunden sind, und dass andere gleichzeitig von oben und unten sich zurückziehen, gestattet eine Untersuchung der Firnunterlage, wozu in den grossen, vorzugsweise zu Studien gewählten Gletschergebieten des Berner Oberlandes, Wallis n. s. f. weniger Gelegenheit sein dürfte.

Ein Firnbett ist wesentlich anders beschaffen als ein Gletscherbett, und zeigt unmittelbar dass keine murige Grundmoräne unter dem Firn sich bewegte und seine Felsenunterlage abscheuerte; hierin liegt ein fernerer Beweis für eine Bodentemperatur $< 0^\circ$ unter dem Firn; von Verschiebung des Gefrierpunktes durch Druck und von wenig untersickerndem, bald wieder gefrierendem, Sommerwasser abgesehen, schmilzt deshalb der Firn von unten nicht ab; er ist in der Regel aufgefroren. Sein Felsboden zeigt keine Gletscherriefen; weniger Rundhöckerformen als Wollsakformen; durch Klüftung und Schichtung vorgeschriebene Kehlen desselben sind nicht etwa glattgehobelt oder gar ausgemuldet, sondern an Ecken und Kanten wenig gestutzt, verbrochen, abgerundet, man könnte sagen abgenutzt oder abgeschalt. Die Gesteinsoberfläche wird in der Regel von praeexistirenden Spaltungsflächen gebildet, nicht von Schnittflächen; sie ist auch nicht polirt, oft kaum gescheuert, aber dennoch angegriffen. Knoten von Quarz, Feldspath, Granaten, Hornblende, Disthen ragen aus der gleichsam rauh geätzten Fläche hervor, oder letztere ist im Gegentheil voller Löcher nach ausgelösten Mineralien (Glimmer, Schwefelkies etc.); meist länglich, in der Richtung der Parallelstructur oder verborgener Klüftung angeordnet. Fallen weit ausgreifende Klüfte im Firnkahr thalwärts ein, so sind die von ihnen begrenzten Bänke durch Querklüfte oft vierkantig zerschnitten, an Ecken und Kanten abgerundet; die einzelnen Blöcke noch in situ oder abgehoben und an einander verschoben: die schon erwähnten Wollsackformen.

Diese und ähnliche Erscheinungen deuten weniger auf gewaltsame äussere mechanische Bearbeitung des Firnbodens

als vielmehr auf die Wirkung von Frost und Verwitterung. Wie ersterer, bei zeitweiliger Zwischenkunft auch von wenig in die Ritzen dringendem Wasser Schalenablösung (Abrundung der Kanten, Abblättern der Flächen) und Abheben grosser Blöcke verursachen kann, bedarf keiner Erläuterung. Es ist auch begreiflich, dass die von dem periodisch oder ruckweise bewegten Firn weggeführten Schalen und Splitter andere Gesteinsflächen abraspeln. Der chemische Verwitterungsprocess, welchem z. B. die Bildung der erwähnten Löcher zuzuschreiben ist, wird unter den gegebenen Verhältnissen aber erklärlich durch das grosse Absorptionsvermögen kalten Wassers für Kohlensäure.

Die einzelnen hier zusammengestellten Eigenthümlichkeiten des Firnbodens lassen sich an den meisten erst neuerlich entgletscherten Hochpässen wahrnehmen, besonders an solchen, welche wenigstens einseitig breit und flach abfallen, z. B. Bucco di Cadlimo 2542, Unteralppass 2530, Sellapass 2750, Fellilücke 2490, Alpligenlücke 2778, Cavannapass 2611, Sassella 2346 m u. s. w.; aber auch auf ganzen Bergflanken, z. B. oben an der Fibbia 2742 m, entlang dem Südrand des Val Cadlimo 2400—2700 m ü. M. u. a. Man darf sich nur nicht von den losen Blöcken irreführen lassen, welche oft den Firnboden wie ein „steinernes Meer“ verdecken, theilweise von ihm abgelöst und durcheinander geschoben, theilweise nachmals von den umrahmenden Gräten abgeschüttet. (Selbstverständlich ist hier nicht die Rede von den Gräten selbst mit ihren wüsten Zacken und deren Trümmern, welche den Firn überragten.)

Aus vielen Einzelbeobachtungen geht hervor, dass in unserem Gebiet 2500 — 2600 m ü. M. polirte Rundhöcker und deutliche Gletscherschliffe in der Regel durch rauhe Firnpolster ersetzt werden. Ausnahmen sind jedoch häufig.

Am Alpligengletscher sind die 20° nordwärts einfallenden Piottenflächen in 2300 — 2400 m moutonnirt, grob gerieft, in grosse plattige Quader mit abgerundeten Kanten zersprungen, theilweise schon mit Flechten überzogen; in 2510 m die neuerdings blosgelegten Dallen zum Theil abgehoben, rauh gehobelt, flachrückig ohne Riefen und Politur ausser in flachen Rinnen und Schalen, welche Wasserarbeit bekunden. Auf dem Kamm wüste Zaken zwischen den Trümmern solcher; südlich von der Lücke erscheinen zwischen den Trümmern einzelne rauhe Rundhöcker 2700 m ü. M. Am Gütsch sieht man die letzten deutlichen Rundhöcker 2250—2270 m ü. M.; nordostwärt am Stock, Schneehühnerstock, Fellilücke in 2460 — 2490 m nur noch Firnpolster. Im Steinmeer von der Lücke nach dem Fellithal reichen Firnpolster zu 2300 m abwärts. In jenem nördlich von Unteralppass zu 2400 m.

Vom Val Torta zum Sellapass sind die Klippen bis 2250 m moutonnirt, gerieft, dem Bach entlang später von Wasser gescheuert; aufwärts werden sie rauh mit ausstehenden Feldspathknoten; in 2370 m rauh, löcherig wie pierres à écuelle; in 2520 — 2580 m verschwinden auf dem alten Firnboden die Spuren wirklicher Gletscherarbeit. Oberhalb des Sellasee's finden sich Riefen nach einem nordostgerichteten Seitengletscher noch 2545 m u. M.; darüber hinaus mit Trümmern bedeckter Firnboden. Im Guspisthal Rundhöcker von 2390 — 2650 m, rauh, oft mit ausstehenden Granatknoten. Die in 2540 m eben vom Eis des St. Annagletschers entblössten Klippen sind rauh, wollsackähnlich; tieferliegende moutonnirt und geschliffen. Im oberen Canariathal trifft man in 2200 — 2250 m bei la Froda noch deutliche Gletscherschliffe; höher hinauf abgerundete rauhe Platten; über 2450 m, von Pian Bornengo aufwärts zu Bocca di Cadlimo, Firnpolster zwischen abgeputzten Kehlen. Die gleichsam rauh geätzten Gneissplatten sind hier voller Ausgröpungen, theils nach Schieferung, theils nach Klüftung, theils regellos vertheilt; oft dicht aneinander gedrängt und an Karrenbildungen (im Kleinen) erinnernd. Ich habe nicht entziffern können, welche Mineralsubstanz ehemals diese Löcher füllte; Orthoklas und Quarz sicherlich nicht. Auf der Alpe Pianascia sieht man am Pfad nach Campolungo die letzten deutlichen Gletscherspuren 2000—2100 m ü. M.; doch mögen hier höher belegene von den leicht verwitterten Dolomitgesteinen verwischt sein. Auf der Nordseite des Cavannapasses erscheinen Firnpolster zwischen Kamm und dem oberen Rand des jetzigen Gletscherfleckes, und besonders auf beiden Seiten desselben 2550 -- 2600 m ü. M.

Diese Beobachtungsliste liesse sich sehr erweitern. Scheinbare Widersprüche derselben heben sich bei Berücksichtigung der verschiedenartigen zusammenwirkenden Bildungsfactoren. Eine jede gletschergeschliffene Klippe kann durch Verwitterung Politur und Riefen einbüssen, rauh, löcherig oder höckerig werden; besonders wenn sie nicht von Wasser, Schlamm oder Grundmoräne gegen die Einwirkung der Luft, des Staubes und der Vegetation geschützt ist. Obwohl tief unter der Firnregion gelegen, könnten sie mit den beschriebenen rauhen Firnhöckern verwechselt werden, oder vice versa; — wenn wir letztere nicht aus dem schwindenden Firn so zu sagen auftauchen sähen. Der Boden eines Gletschers kann niemals gleichförmig abgescheuert werden; denn in seinen Unebenheiten und Vertiefungen arbeitet die ungleich vertheilte und bewegte Grundmoräne verschieden und viele im Gletscherbett hervorragende Klipphöcker werden von ihr umspült, aber weniger überspült und hauptsächlich nur vom übergeschobenen Eis

bearbeitet. Polirte und gekritzte Flächen können deshalb auch auf wirklichem Gletscherboden mit rauhen, nur wenig abgenutzten und gerundeten wechseln, welche Firnpolstern gleichen, ohne es zu sein. Wenn der Firn einmal zu 2200 m hinabreichte und sich von da zurückzog, weil die Geotherme 0° aufwärts rückte, so wurde er successive von unten nach oben durch wirklichen Gletscher ersetzt, welcher die Firnspuren verwischen und durch Gletscherspuren ersetzen konnte. Aus diesem Grunde bezeichnet die jetzige Grenze beider Spuren nicht ohne weiteres den ehemaligen unteren Firnrand. In manchen Fällen, z. B. an steilen sonnigen Abhängen, mögen die Gletscher rasch geschwunden sein als der Firn zurückging: dann blieben auch die Spuren des letzteren ziemlich intact; in anderen Fällen arbeiten noch jetzt Gletscher auf ehemaligem Firnboden, verwandeln ihn in einen Palimpsest oder haben seine charakteristischen Züge längst ausgewetzt. Das scheinbar regellose Ineinandergreifen von Gletscher- und Firnspuren ist also erklärlich, weil nothwendige Folge natürlicher Ursachen.

Während die obere Grenze der eigentlichen Gletscherbildung durch die Geotherme 0° physikalisch fixirt ist, bleibt die untere offen. Im Tessingebiet erreicht gegenwärtig keine einzige Gletscherzunge die Meereshöhe 2400 m, wo die Bodentemperatur ca. $2^1/_2$°, die Lufttemperatur $-2^1/_2$° beträgt; die untere Grenze der ehemaligen Gletscher lag dagegen am Südrand des Lago Maggiore, wo gegenwärtig die mittlere Jahrestemperatur der Luft $12^1/_2$°, die Bodentemperatur $10^2/_3$° erreichen dürfte. Wenn auch hohe Temperatur des Bodens, über welchen der Gletscher fliesst; hohe Temperatur und Absorptionsfähigkeit für Feuchtigkeit der ihn umspülenden Luft; warme Regen; — die endliche Auflösung eines Gletscherstromes bedingen, so sind diese Factoren doch nicht allein maassgebend für die Schnelligkeit, womit das Eis schwindet, oder mit anderen Worten für die Länge seines Laufes. Als conservative Factoren machen sich Grösse des gesammten Firngebietes, Menge des auf demselben fallenden Schnees, und endlich rein topographische Verhältnisse geltend. Vereinigen sich viele Gletscherarme aus einem grossen Schneegebiet schliesslich in einem schmalen, tiefen, langen Thal, so stösst — unter völlig gleichen klimatischen Verhältnissen — der Gletscherstrom viel weiter vorwärts, als wenn die einzelnen Zuflüsse aus demselben Gebiet nach einer Ebene divergiren. Derselbe Gletscher ablatirt nur sehr langsam, wenn seine Zunge in einem engen Thal gebettet ist; aber sehr rasch, wenn sie sich über einem breiten Thalboden ausbreiten kann. Die Stirnmoränen der südlichen Alpengletscher liegen unmittel-

bar vor der Mündung derselben Thäler in die Poebene, welche wenige Kilometer aufwärts noch dick vergletschert waren.[1])

Ein zweiter wesentlicher topographischer Grund für rascheres Abschmelzen eines Gletschers ist särkere Neigung seines Bettes. Es wurde schon an einer anderen Stelle bemerkt, wie zähe die letzten hoch belegenen Gletscherflecken in flach geneigten Mulden aushalten; auf den seit 1851 aufgenommenen topographischen Blättern des Tessin findet man viele solche, 200—500 m breite, isolirte Gletscherflecke ausgesetzt, welche noch heutigen Tages unverändert sind, während benachbarte Gletscher gleichzeitig hunderte von Metern eingebüsst haben. Ein in flachgeneigtem Thal langsam fliessender Gletscher conservirt sich länger als ein auf stark geneigtem Boden rasch abwärts gleitender: die Nahrungszufuhr von oben reicht nicht aus, um seinen raschlebigen Körper zusammen zu halten. Sobald ein Gletscher sich bis zum Fuss einer Staffel zurückgezogen hat, verschwinden bald die vorher daselbst aufgethürmten Serrac's, der Gletscherrückzug nimmt rasches Tempo an, bis ihm auf dem oberen flachen Boden wieder Halt geboten wird. Dies mag auch ein Grund sein für den ungewöhnlich raschen Gletscherrückzug in den letzten 20 bis 30 Jahren: die meisten Gletscherränder des Tessingebietes waren an der 2400 m Stufe angelangt und übersprangen dieselbe rasch. Von steilen, besonders sonnseitigen, Kämmen schwindet der Firn bald, wenn ihn sein Gletscherfuss nicht mehr zurückhalten kann; und mit dem Firn verliert der Gletscher seinen Unterhalt. Es bleiben dann Firnstriemen in engen Schründen und isolirte Gletscherflecken am Fuss der Kämme.

Der ganze Vorgang des Gletscherrückzuges wird um so complicirter als kein Synchronismus zwischen den einzelnen Ursachen und ihrer combinirten Wirkung besteht; namentlich der Einfluss klimatischer Aenderungen wird oft erst geraume Zeit nach ihrem Eintreffen sichtbar, und wenn diese Aenderungen periodische sind, so kann gerade in eine für Gletscherbildung günstige Periode ein Gletscherrückzug fallen, welcher in der vorgehenden ungünstigen Periode begründet ist; und umgekehrt.

Der schattseitige Alpligengletscher zwischen Realp und Göscheneralp ist von 1861 — 1881 auf eine Länge und eine Breite von ca. 1300 m (vertical ca. 330 m) so weit geschwunden, dass auf diesem Gebiet nur noch isolirte Gletscherflecken und -zungen geblieben sind. Der Rückzug begann an der 2400 m Stufe (bei 2371 m).

Den St. Annagletscher habe ich genauer gemessen, weil

[1]) Andere Gründe hierfür siehe weiter unten.

die Profillinie des Gotthardtunnels in ihn fällt. In 16 Jahren hat sein Westarm oben (Firn) 65 m horizontal, 50 m vertical eingebüsst; unten 365 m horizontal, 160 m vertical. Und in 30 Jahren: unten 515 m horizontal, 180 m vertical. Ein kleiner Vorschub in dieser Periode, welcher sich durch abermaliges Ueberschütten der vernarbenden Moräne (vom Anfang der 1850er Jahre) verräth, ist vielleicht nur temporär beschleunigtem Abfluss (ohne gleichzeitigen Zuwachs des Firns) zuzuschreiben, d. h. denselben Ursachen, welche das allgemeine Gletscherschwinden bedingten. Der grössere Ostarm desselben Gletschers hat sich in den letzten 30 Jahren gleichfalls mehr als 500 m (horizontal) zurückgezogen, und zwar über die 2400 m Stufe, welche das obere Felsenthal abschliesst.

Der benachbarte Gurschengletscher ist von 1861 — 1875 ca. 300 m zurückgewichen, und zwar aus der Cote 2340 m in 2535 m, also gleichfalls über die 2400 m Stufe.

Der Sellapassgletscher (Val Torta) ist in 20—25 Jahren 250 m horizontal und 2685—2630 m = 55 m vertical zurückgegangen.

Die vom Pizzo Centrale und Piz Prevòt nach dem Val Torta abfliessenden kleinen Sellagletscher haben sich von 1870 bis 1878 gleichfalls oberhalb der 2400 m Stufe 150—275 m horizontal, 30—90 m vertical zurückgezogen.

Will man aus diesen Daten Mittelzahlen ziehen, so ergiebt sich (vom Alpligen abgesehen) für die Periode 1850 bis 1880 ein jährlicher Rückzug des unteren Randes von 18 m (11—23 m) horizontal und 7,4 m (3—12 m) vertical.

Dass auch Rückzug von oben, d. h. Schwinden des Firnes, stattgefunden hat, geht schon aus dem vom Annagletscher angeführten hervor. Ein Vergleich des jetzigen Status mit dem 1851—1870 topographisch aufgenommenen lehrt aber, dass an steilen Kämmen der Firn fast überall zurückgewichen ist, während er sich auf breiten Sätteln wohl conservirt hat. Der Grat zwischen Guspisgletscher und Sellagletscher (ca. 2865 m) war nach dem vom Obrist Siegfried aufgenommenen Kartenblatt 1857 noch ganz vergletschert und ist jetzt bar; dagegen haben die benachbarten flachgewölbten Sättel zwischen Guspisthal und Unteralpthal ihre Firndecke behalten, obwohl sie noch etwas tiefer liegen.

Ein wenig betretener Uebergang aus dem obersten Winkel des Canariathales nach Val Cornera, südlich vom Piz Borel, soll in den letzten 30 Jahren erst offen, dann verfirnt gewesen sein; gleiches behauptete mein Gewährsmann von einem Uebergang aus Val Maggia in's Pommat.

Es muss auffällig erscheinen, dass gleichzeitig die untere Gletschergrenze aufwärts, die obere Waldgrenze abwärts

sich zurückzieht. Im Tessin liegt letztere gegenwärtig im Mittel zwischen 1850 und 2050 m, je nachdem es sich um geschlossene Waldbestände oder einzelne alte wipfeldürre Lärchen und Krummholzbüsche handelt.

In der Nähe von Airolo (Breite des Südportales des Gotthardtunnels) herrscht in der Meereshöhe 2036 m die mittlere Lufttemperatur 0°, welcher eine mittlere Bodentemperatur von 3,9° entspricht; zu ganz ähnlichen Ziffern führen die Beobachtungen Wahlenberg's, v. Buch's, Hisinger's, Naumann's, Heer's, Rion's, Christen's, Fischer's über die obere Waldgrenze an verschiedenen Orten Skandinaviens und der Schweiz. Deshalb dürfen wir wohl mit Fug den Satz aufstellen, dass die obere Coniferengrenze im grossen Ganzen mit der Luftisotherme 0° und der Geotherme 4° (in runder Zahl) zusammenfällt.

Nun sind Föhrenstümpfe in Torfmooren oberhalb Hospenthal gefunden worden; in unbekannter Höhe aber allenfalls über der jetzigen Waldgrenze des Ursernthales. Auf der Südseite des Gotthard habe ich bei Grasso di Mezzo und alla Bolla aus Torfmooren in ca. 2150 und 2180 m Meereshöhe ausgespülte Wurzelstöcke gesehen. Seitdem die Waldgrenze so hoch lag, sollte also die Geotherme + 4,0° und die Luftisotherme 0° um 2180—2036 = 144 m abwärts geschoben sein, womit das gleichzeitige Zurückweichen der Gletscher wegen Hinaufrückens dieser Linien (s. den Anfang dieses Kap.) in geradem Widerspruch steht.

Wahlenberg (l. c. pag. 45) erklärt zwar das Vorkommen halbverfaulter Wurzelstöcke an steilen Bergwänden in ungewöhnlicher Höhe durch eine Reihe zufällig aufeinander folgender günstiger Jahre, während welcher Buschgewächse ihren eigenthümlichen Horizont überklettern konnten, und warnt aus solchen Vorkommnissen ohne weiteres auf ehemalige höhere Vegetationsgrenzen zu schliessen. Auch wurde die Waldgrenze durch Erweiterung der Alpweiden vielorts künstlich herabgedrückt, und ein Nachwuchs bergwärts durch den Holzverbrauch für die Alpwirthschaft und durch Geisvieh verhindert. In den skandinavischen Fjellen ist die Erfahrung allgemein, dass wohl die Alp- (Fjell) region abwärts um sich greift, aber nicht die Waldregion aufwärts; die Lappen brennen gern den obersten Waldsaum ab, um Rennthierweide zu gewinnen; zwischen den verkohlten Stämmen sieht man Rennthierflechten, Gras und Futterkräuter, aber keinen Jungwald.

Trotz alledem glaube ich, dass dieselben langsamen Aenderungen des Klimas gleichzeitig die natürliche Waldgrenze abwärts und die Gletscherzone aufwärts rücken konnten. Nehmen wir an, dass die mittlere Lufttemperatur seit langem die-

selbe geblieben ist, dass aber das Niederschlagsquantum (besonders im Winter) abgenommen hat, so muss die Folge sein: Verminderung des Gletschereises und Herabsetzung der mittleren Bodentemperatur (unterhalb der Gletscherzone). Denn der Boden wird während der kalten Saison unter dürftiger Schneedecke kälter als bei gleicher Wintertemperatur unter geschlossener dicker. Die jährliche mittlere Bodentemperatur setzt sich aber zusammen aus der Bodentemperatur während der warmen Saison und jener während der kalten (unter der Schneedecke); erstere ist unverändert geblieben, letztere gesunken — also muss die mittlere Jahrestemperatur des Bodens gleichfalls gesunken sein, und gleichzeitig muss die Waldgrenze herabgestiegen sein; sofern sie an eine bestimmte Bodentemperatur (4 °) gebunden ist. Gletscherrückzug aufwärts und Waldrückzug abwärts scheinen demnach zwei Erscheinungen, welche zu einem gewissen Grad durch dieselben klimatischen Aenderungen bedingt werden können, deshalb einander durchaus nicht widersprechen.

Die Beobachtungen im Gotthardgebiet führen zu wesentlich geringerer Mächtigkeit der ehemaligen Gletscher als gewöhnlich angenommen wird. Es scheint eine übereilte Voraussetzung, dass die Thäler des Tessingebietes je mit Eis gefüllt waren, dessen flach und continuirlich gewölbte Oberfläche nur hie und da von einzelnen Gräten und scharfen Zacken durchbrochen wurde. Die Grundzüge des jetzigen Bodenreliefs traten wohl schon zur Gletscherzeit auf der Eismaske hervor, womit Berg und Thal verblendet waren; obwohl die Dicke der Hülle nicht überall gleich sein konnte, sondern an manchen Stellen Anschwellungen besitzen musste, an anderen Risse und Löcher, durch welche der nackte Berggrund hervorlugte.

Dieselben Ursachen, welche einen und denselben Wasserstrom in kurzen Abständen ungleich tief machen, modificiren auch die Dicke eines Eisstromes: bei unverändertem Gefälle des Bettes nimmt sie mit abnehmender Breite zu; bei unveränderter Breite des Bettes nimmt sie mit zunehmendem Gefälle ab, während Verflächung des letzteren Stauung und grössere Dicke zur Folge hat. Diese Fundamentalbeziehungen werden vielfach gestört durch das allmähliche Abschmelzen des Eises einerseits, und durch das Hinzukommen von Seitengletschern andererseits. Letztere verursachen Anschwellung des Eisstromes theils durch Aufstauung, theils durch Ersatz des von ihm bereits weggeschmolzenen. Denkt man sich alle diese je variabelen Factoren zusammenwirkend, so kann man leicht übersehen, dass das Resultat — die Gletscherdicke an einem gegebenen Punkt — sehr mannichfach werden muss, und

scheinbare Wiedersprüche zeigen kann, welche jedoch durch Zergliederung der complexen Erscheinungen völlig gelöst werden. Noch verwickelter stellt sich aber die Sache, wenn der stabil gewordene Zustand sich ändert (Gletscherrückzug), so dass vorher stationäre Erscheinungen wandelbare werden. Die Tiefe eines Gletscherstromes steht zur Geschwindigkeit desselben in bestimmtem Zusammenhang, und Geschwindigkeitsmessungen an jetzigen Gletschern können die zur Beurtheilung der Bewegungsweise ehemaliger erforderlichen Erfahrungszahlen liefern: wenn mit denselben Beobachtungen über Quer- und Längenprofile des Gletschers, über Temperatur seines Bettes, über die klimatischen Verhältnisse verknüpft werden, welche die Vermehrung oder Verminderung seiner Masse von oben bedingen.

Will man aus dem Verticalabstand von Gletscherriefen und Rundhöckern auf die Dicke eines ehemaligen Gletschers schliessen, so darf man nur solche direct miteinander vergleichen, welche in einem und demselben Querprofil liegen und der Thalrichtung folgen. Die Höhendifferenz zwischen einem Schliff oben am Thalgehänge und einem zweiten thalabwärts im Thalboden, drückt nicht die Tiefe des Gletscherstromes aus, sondern seine Tiefe plus Gefälle zwischen den beiden Beobachtungspunkten. Die Höhendifferenz zwischen einem quer gegen das Thal gerichteten oberen Schliff und einem zweiten der Thalrichtung folgenden unteren entspricht auch nicht der Mächtigkeit des Gletschers, nicht einmal wenn die verglichenen Schliffe demselben Querprofil des Thales angehören. Der obere ist häufig durch einen Seitenzufluss veranlasst, welcher vom Hauptstrom noch nicht aufgenommen und abgelenkt war, also über demselben in eigenem Bett sich bewegte. Erst da, wo die Querriefen verschwinden oder den Längsriefen des Thales sich anschliessen, darf man die Nähe der Oberfläche des Hauptstromes vermuthen, und von hier aus auch seine Tiefe schätzen. Längen- und Querriefen können aber auch ganz verschiedenen Perioden angehören; kreuzen sie sich direct, so ist es meist leicht ihr relatives Alter zu beurtheilen. Floss ein Seitengletscher noch als der Hauptgletscher schon zurückgewichen war, so kann ersterer die Spuren des letzteren wieder ausgewischt haben, so dass noch andere Daten zugezogen werden müssen zur Beurtheilung seiner einstmaligen Mächtigkeit. Vergleicht man auch bei Schätzung der Dicke ehemaliger Gletscher principiell nur die obersten und untersten deutlichen Spuren, so bleibt es in manchen Fällen doch unsicher, ob schuttbedeckte oder abgewitterte Spuren nicht noch höher existirt haben; man kann deshalb die Dicke eher unterschätzen als überschätzen, zumal da ein Eisstrom in der Regel

nicht bis zum äussersten Rand seiner unteren Fläche hobeln wird.

Endlich ist nicht zu übersehen, dass Lawinenschutt in engen Schründen mitunter Riefen zieht, welche an und für sich von Gletscherriefen nicht zu unterscheiden sind (Langlauilawine im Reussthal auf Talkquarzit; Valeggiolawine bei Airolo auf Glimmerschiefer und Hornblendegestein u. a. m.); desgl. Murgänge (Schlucht des Gruonabaches bei Flüelen u. a.).

Gleiche Vorsicht ist zu üben, wenn man aus der Höhenlage von Gletscherfindlingen auf die Dicke des Gletscherstromes schliessen will, der sie herbeigeschleppt hat. A priori sind nur die höchst belegenen derselben maassgebend; in manchen Fällen geben aber auch tiefere fortlaufende Reihen von Blöcken bekannter Herkunft werthvolle Aufschlüsse über den Stand eines Gletschers während einer gewissen Periode seines Rückzuges. So trifft man am Pfad von Madrano (1152 m), nach Brugnasco (1386), Altanca (1392), Ronco (1373), Deggio (1214), und von da ab bergab nach Quinto (1014) — auf dem linken Thalgehänge; und an der Calcaccia (1350—1460) auf dem rechten, einzelne leicht erkennbare Steine von Bedrettogranit und Gotthardgneiss, welche auf der Thalstrecke Stalvedro-Quinto eine Gletscherdicke von etwa 350 m andeuten. Diese Tiefe besass hier der Eisstrom aber wohl erst nach seinem Rückzug hinter den Mte. Piottino; denn obwohl Gotthardgranit in Gletscherschutt und Geschieben thalabwärts nicht gerade selten ist, so trifft man kaum Findlinge desselben am Thalgehänge unterhalb dem Mte. Piottino. Ein Blockwall hinter Faidostation besteht aus Piottinogneiss. Oder diese Findlinge könnten die untere Grenze jenes zweiten Gletschervorschubes bezeichnen, von welchem im vorhergehenden Kapitel die Rede war.

Diese wenigen Sätze mögen die Principien andeuten, welche die Schätzung der Gletscherdicke aus den gesammelten Einzelbeobachtungen leiteten. Naturgemäss begannen die alten Gletscherströme seicht und wurden thalabwärts (trotz Abschmelzung) tiefer durch Seitenzuflüsse und flacheres Gefälle; sie schwollen am Ende ihrer Bahn birnförmig an (wie Lavaströme), wenn sie auf nahezu horizontalem Boden mündeten, (oder wie in unserem Fall) in einem Fjord. Hier wurden sie schliesslich vom Wasser gehoben und bildeten Packeisgänge, welche sich an der Fjordmündung auflösten.

Es kann demnach nicht auffallen, dass der Tessingletscher am jetzigen Nordrand des Lago Maggiore durch Stauung mächtiger war als thalaufwärts. Vom Aufschwimmen des Eises abgesehen, war hier die Stauung nicht nur Folge der Bodenverflächung (jetziges Gefälle kaum 1—2 $^{0}/_{00}$), sondern auch der von der rechten Seite vorschiebenden Gletscher des Val

Verzasca, Val Maggia und Val Formazza. Der Gletscherstrom schwoll dermaassen an, dass er einen Arm südsüdostwärts über den Mte. Ceneri durch das Leguana- und Agnothal nach dem Luganersee entsenden konnte, wie auch einzelne im Thalboden sich streckende Moränenbuckel bekunden. Am Nordfuss des Mte. Ceneri (200 m ü. M.) folgen die Schliffe der Richtung des Tessinthales; in der Sattelhöhe (Corpo de la guardia 553 m) schwenken sie aber südostwärts in der Richtung des Leguanathales ein und die gleiche Richtung besitzen sie auf dem ganzen Cenerirücken, welchen Ausläufer der Punta Medeglia auf der Ostseite, des Mte. Tamaro auf der Westseite flankiren. Am Nordwestabfall der Medeglia habe ich die ersten deutlichen Nordsüdschliffe zwischen Alpe di Carascia und Alpe di Grun etwa 930 m ü. M. wahrgenommen. Der Tessingletscher war also am Nordrand des Lago Maggiore zu einer Dicke von wenigstens 930—200 = 730 m aufgestaut und sein Arm über den Cenerisattel war 930—553 = 377 m tief.

Auf der Südseite des Mte. Cenerisattels trifft man zerfallene Kalköfen, in welchen ehemals Marmorlesesteine gebrannt worden sind. Mit geologischen Voruntersuchungen für den Ceneritunnel beschäftigt, habe ich anstehende Marmorschichten gesucht, aber ohne Erfolg; und auch der Tunnel hat keine aufgeschlossen. Die Lesesteine können also nur erratisch sein, und sie entstammen vermuthlich den Marmoreinlagerungen der linken Thalseite oberhalb Bellinzona. Zwischen diesem Ort und Arbedo kommt krystallinischer Kalk bis 300—400 m ü. M. vor; bei Castione, an dem Bergsporn zwischen Tessin- und Moësathal, bis ca. 450 m: entstammen die Cenerimarmorfindlinge einem dieser Fundpunkte, so müsste die Oberfläche des Tessingletschers von Moësamündung bis Cenerisattel auf eine geradlinige Entfernung von 16 km um 100—200 m angestiegen sein. Es ist übrigens auch denkbar, dass die Marmorgeschiebe von der linken Seite des Moësathales gekommen sind, wo südlich von S. Giulio und Roveredo 606—700 m ü. M. ein langer Zug von krystallinischem Kalk ansteht. Die Entfernung zum Cenerisattel beträgt etwa 19 km, und die Gletscheroberfläche wäre etwa 100 m abgefallen. Da der Thalboden zwischen Roveredo und San Giulio ca. 290 m ü. M. liegt, so hätte daselbst die Dicke des Moësagletschers (600—700)—290 = 310—410 m betragen, denn die Marmorblöcke konnten doch nur auf dem Eis zur Cenerisattelhöhe transportirt werden. Ihr Liegenbleiben daselbst scheint aber anzudeuten, dass damals der Ceneriarm des Tessingletschers schon fast zur Passhöhe geschmolzen war; deshalb bezieht sich oben gefundene Tiefe des Moësagletschers nicht auf die allgemeine Eiszeit.

Sonderbarer als die Aufstauung des Tessingletschers nahe seiner Mündung in den Pogolf erscheint eine Anomalie im oberen Lauf seines Gotthardarmes, welche durch Aufstauung der Reussgletscher veranlasst wurde. Die bekannten moutonnirten Klippen des Gotthardpasses sind so gründlich abgeschliffen, dass man kaum begreift, wie die geringen von Mte. Prosa und Fibbia gerade auf den Sattel herabgekommenen Eismassen solche Arbeit verrichten konnten. Diese Rundhöcker wenden aber ihre Stossseiten von der Passhöhe aus nicht nach Nord und Süd, sondern beiderseitig nordwestwärts und bekunden so einen Gletscherstrom, welcher vom Reussthal über den Gotthard nach dem Testinthal hin abfloss. Es war dies ein Theil des um die Fibbia herum sich drehenden Lucendrogletschers, dessen vollständiger Abfluss nach dem Reussthal durch Eisstauung in letzteren gehindert wurde. Eine von Lucendrosee nach Mte. Prosa gezogene Linie scheidet nördliche und südliche Gletscherrichtung. Die Ursache derselben beginnt weit thalabwärts. Im Knie des engen Reussthales mündete bei Amsteg der Hüfigletscher; thalaufwärts schoben sich Gletscher aus dem Gonnern-, Felli-, Intschi-, Meyen-, Rohr-, Rienthal quer in den Reussgletscher und dämmten ihn auf. Die Höhe der Aufstauung lässt sich u. a. danach beurtheilen, dass die markigen Gletscherriefen an den fast lothrechten Klippwänden, links von der Göschenenreuss, unterhalb „im Loch“ und zwischen Brindlistaffel und St. Nicolaus, horizontal verlaufen, obwohl das Gefälle der Thalsohle Im Loch ca. 150 $^0/_{00}$, zwischen Brindlistaffel und St. Nicolaus ca. 180 $^0/_{00}$ beträgt. Oberhalb „Im Loch“ bei Göschenenalp (1715 m) war die Gletscherdicke ungefähr 300—400 m; denn am Pfad von da zur Alpligenlücke verschwinden auf Alpligenalp in 1980 m die der Thalrichtung folgenden Riefen und zwischen 2100—2200 m treten die quer gegen das Reussthal gerichteten des Alpligengletschers hervor, so dass dieser Seitenarm ungefähr $\frac{1980 + 2150}{2} = 2065$ m ü. M. in denHauptsrom mündete, welcher demnach wenigstens 2065—1715 m tief war. Nahe Brindlistaffel (1537 m) war die Gletscherdicke wenigstens 400—500 m; denn bei dem oberhalb belegenen Bört sind dem Thal parallele Schliffe noch in ca. 2000 m wahrnehmbar. Trotz bedeutenden Gefälles des Gletscherweges war nach Vorstehendem oben im Göschenerreussthal nicht nur die Oberfläche des Hauptstromes, sondern auch die Richtung seiner inneren Bewegung nahezu horizontal, und 5 bis 6 km weiter thalabwärts senkte sich die Oberfläche nur unbedeutend; denn oberhalb Göschenen (1100 m) laufen auf Brückwald- und Riedboden zwischen 2100 und 1680 m ü. M. die Riefen anfangs in der Richtung der Schöllenen, dann in der Richtung des Göschenerreussthales gegen das Rienthal, wonach

das Ufer des Hauptgletscherstromes etwa 1800—1900 m ü. M. lag und die Tiefe des letzteren 700—800 m betrug. Die erwähnten horizontalen Riefen im oberen Göschenenreussthal fallen, verlängert, noch bei Göschenen in den Gletscherstrom; entsprechende und tiefere sieht man in den Schöllenen, oberhalb Wasen-Gurtnellen, zwischen Amsteg und Erstfeld.

Diese Gletscherbarrière vor den Schöllenen staute den Urserngletscher auf; und zwar so hoch, dass er zeitweilig einen Abfluss ostwärts über den Oberalppass (2052 m) nach dem Vorderrheinthal gesucht zu haben scheint. (Serpentinfindlinge.)

Der Urserngletscher umfloss vor seinem Eintritt in die Schöllenen den Gütsch, wo Rundhöcker noch 2250—2270 m ü. M. vorkommen. Dieselben gehören jedoch schwerlich dem Hauptstrom an (welcher sonst den Gotthard hätte überfliessen können), sondern vielmehr vom Stock und anderen Bergen herabkommenden Zuflüssen. In 2100 m gehen aber die Schliffe parallel den Schöllenen, ebenso an der gegenüberliegenden „Spitze"; und da das Ursernthal, gerade unten vor, 1440 m ü. M. liegt, so besass der Urserngletscher vor seinem Eintritt in die Schöllenen 2100—1440 = 600—700 m Mächtigkeit.

Entlang der Strasse sind in den Schöllenen tiefste Gletscherspuren in 1250—1400 m ü. M. wahrnehmbar; oberhalb, an der Tunnellinie, die höchsten in 1640 m. Doch kommen seitlich, wie schon erwähnt, noch höhere in 1680—2100 m vor, wonach der durch die Schöllenen sich zwängende Arm des Urserngletschers 500—600 m dick war.

Auf der Südseite des Ursernthales sind oberhalb Gige Gletscherspuren zwischen Felsenthal (1846 m) und Gurschenbach (2115 m) bis 2245 m ü. M. bemerkbar, woraus als ehemalige Mächtigkeit (in diesem Querprofil) des St. Annagletschers 2245—1846 = 400 m, des Gurschengletschers 2245—2115 = 100 m folgt. Das Ufer des Urserngletschers hat hier allenfalls unter 1846 m (resp. 2115 m) Meereshöhe gelegen, woraus als Tiefe desselben an seiner Südseite höchstens 1846—1440 = 400 m bis 2115—1440 = 675 m folgt.

Quer über das obere Guspisthal bemerkt man in der Tunnellinie die obersten, der Thalrichtung folgenden, Firnhöcker 2652 m ü. M. die tiefsten Gletscherschliffe 2390 m ü. M. Daher Tiefe des alten Guspisgletschers höchstens 2652—2390 = 262 m. Die scharf geschnittene Mündung des Guspisthales in das Gotthardreussthal öffnet sich in 1818 m Meereshöhe über dem in 1700 m Meereshöhe belegenen Boden. Als hier der Reussgletscher noch über 100 m dick floss, muss sich der Guspisgletscher also schon hinter seine Mündung zurückgezogen haben, so dass hier der Reussgletscher erst zu Ende der „Eiszeit" diese Tiefe besass.

Resumiren wir vorstehende Beobachtungsdaten, so ergeben sich für den oberen Lauf ehemaliger Gletscherzuflüsse nur geringe Tiefen: Guspis ∠ 262 m, St. Anna 400 m, Gurschen 100 m, Göscheneralp 350 m. Der letztere war 3 km abwärts (bei Brindlistaffel) 400—500 m tief, 8—9 km abwärts (bei Göschenen) 700—800 m. Auf diese Entfernung senkte sich seine Oberfläche aus 2000—2100 m in 1800—1900 m; sein Bett aus 1725 in 1100 m. Die hieraus ersichtliche Aufdämmung des Reussgletschers vor den Schöllenen hatte solche Stauung des Urserngletschers zu Folge, dass die Dicke desselben 600—700 (resp. 400—675 m) betrug, und seine Oberfläche 2100 (resp. 2115 und 1850 m) Meereshöhe erreichte, d. h. fast die Höhe des Gotthardpasses. Hierdurch wurde zeitweiliger Abfluss über den Oberalppass (2052 m) ermöglicht. Vom Ursernthal bis Göschenen senkte sich die Gletscheroberfläche etwa (2115, 2100, 1850)—(1800, 1900) = 170 m; der Gletscherweg 1440—1100 = 340 m, und die Dicke des Stromes mitten in den Schöllenen war ca. 500—600 m.

Der über den Gotthardpass gedrängte Theil des Lucendrogletschers vereinigte sich im Tremolakessel mit dem von NO. kommenden Sella- und Soresciagletscher, und zwar ohne merkliche Stauung, denn von Ponte Tremola (1700 m) abwärts lag das 550 m tiefere Tessinthal offen vor. Der Sellagletscher war in der Gotthardtunnellinie reichlich 200 m tief, denn während am Sellasee (2232 m) seine Riefen der Thalrichtung folgen, sind sie am Südabhang des Greno di Prosa in 2495 m Meereshöhe gegen das Thal gerichtet, und zwar ältere S. 3 bis 15 O., jüngere S. 40 O. Der Seitengletscher, welcher diese Riefen zog, kann nicht viel tiefer in den Hauptstrom gemündet sein, woraus die Dicke des letzteren 2495—2232 = 263 m folgt. Andererseits liegen die höchsten der Thalrichtung folgenden Riefen (S. 60 W.) auf Alpe Sorescia (in der Tunnellinie) 2390 m ü. M., also 2390—2232 = 158 m über dem Sellasee.

Bei dieser Höhenlage der Oberfläche konnte der Soresciagletscher einen Seitenarm zwischen Loitadura und Loitaccia über den 2385 m hohen Loitamesurasattel südwärts geradenwegs in das Tessinthal bei Airolo entsenden, wie ein seine Ufer überfluthender Strom. Undeutliche Rundhöcker auf diesem Weg bei Grasso di Dentro (2235 m ü. M.) deuten allerdings von N. nach S. gerichtete Eisströme an, lassen aber nicht erkennen, ob dieselben den Rücken überflossen oder erst diesseits begannen. Nicht nur hier, sondern an den meisten oberen Gehängen des Tessinthales haben Witterung und Schutthalden die ehemaligen Gletscherspuren auf schieferigen Gesteinen unsichtbar gemacht, so dass es nur ausnahmsweise

gelingt, in demselben Querprofil vergleichbare obere und untere Marken aufzufinden.

Der Hauptstrom des Sella-Soresciagletschers floss in drei Armen südwestwärts nach dem Tremolakessel zur Vereinigung mit dem über den Gotthardpass gedrängten Lucendro. Der nördlichste Arm mündete zwischen Gotthard und Scara dei Ovi; der zweite ging durch Val Antonio; der dritte, zwischen Scara Orell und Scipsius herabkommende, debouchirte vor der Oeffnung der Tremolaschlucht. Auf dem Abfall vom Tremolaplateau (Cima del Bosco) nach dem Tessinthal sind die obersten wahrnehmbaren Schliffe in ca. 1500 m Meereshöhe gegen das Thal gerichtet; am Pfad entlang dem Waldsaum von Airolo nach Cima del Bosco bemerkt man die obersten der Thalrichtung folgenden Schliffe in ca. 1400 m; das nördliche Ufer des vom Bedrettothal herabkommenden Hauptgletschers mag hier also etwa 1450 m ü. M. gelegen haben. Unten sieht man in diesem Querprofil die tiefsten der Thalrichtung folgenden Riefen zwar erst in 1240—1250 Meereshöhe (bei Tamblina); doch dürfte es richtiger sein, den Gletscherboden in der Thalsohle selbst ca. 1130 m ü. M. anzunehmen[1]), woraus als Dicke des Bedrettogletschers bei Airolo ca. 320 m folgt. Undeutliche Spuren auf dem rechten Thalgehänge unterhalb Alpe Piscium führen dagegen zu einer Mächtigkeit von ca. 400 m. Ebenso die der Tessinthalrichtung folgenden der Alpe Fiendo.

An einer anderen Stelle wurde schon bemerkt, dass in der oberen Leventina die Tiefe des rückziehenden Gletschers etwa 350 m betrug. Seine vorherige Dicke lässt sich danach beurtheilen, dass unterhalb in Valle in 1600 m ü. M. die Riefen vom Lago Ritom noch gegen das Tesstinthal gerichtet sind, bei Altanca in 1400 m dagegen mit dem Thal, wonach hier das nördliche Ufer des Leventinergletschers etwa 1500 m hoch gelegen haben mag. Die Thalsohle erreicht unterhalb Piotta 1000 m, daher Gletscherdicke 500 m. Auf dem rechten Ufer sind oberhalb Piotta bei Giof Gletscherschliffe in ca. 1430 m mit dem Tessinthal gerichtet, auf der Alpe Prato in ca. 1600 m gegen dasselbe; daraus folgt Meereshöhe der Gletscherfläche ca. 1515 m, und da die Thalsohle oberhalb Piotta 1012—1040 m ü. M. liegt, eine Gletscherdicke 1515—1026 = 489 m.

Der Val Pioragletscher, welcher den Lago Ritom füllte und von da entlang der Fossa abfloss, kann keine grosse Mächtigkeit besessen haben. Denn aus dem nordwärts bele-

[1]) Die einzigen, unmittelbar am linken Tessinufer unterhalb der Station anstehenden Klippen von Marmor und Kalkglimmerschiefer sind vom Wasser gescheuert und jetzt ohne Gletscherspuren.

genen Kesselthal des Lago Tom (2023 m) sind die Schliffe noch gegen Ritom (1829 m) gerichtet, und dieses Kesselthal öffnet sich in 1950 m Meereshöhe so scharf geschnitten über dem Piorathal, wie das Guspisthal über dem Reussthal oder das Gribbiacciathal über dem Tessinthal, so dass der Piora-Gletscher noch 1950—1830 = 120 m dick geflossen sein mag, als sein Tomzufluss versiegte. Bei dieser Höhenlage der Oberfläche konnte er aber kilometerbreit vom Ritom abfliessen, und hieraus wird erklärlich, dass manche Schliffe am Südrand dieses See's ihm die Stossseite zuwenden, andere weiter ostwärts vorkommende, die Läseite. Manche dieser Schliffe sind nachmals vom Wasser gescheuert.

Der Abfluss des oberen Leventinergletschers in die mittlere Leventina erfolgte theils seitwärts über den Steilrand des Mte. Piottino, in welchem einzelne Lücken noch in 1230 m Meereshöhe entsprechend gerieft sind; theils gerade aus, entlang dem Längenthalzipfel Dazio-Prato-Cornone, wie deutliche Dolomitrundhöcker 1230 m ü. M. oberhalb Cornone beweisen, welche ihre Stossseiten westnordwestwärts gegen Prato wenden. Das Gletscherbett stieg hier auf einer Strecke von 2½ km um 1230—950 = 280 m an; leider fehlen Marken, wonach die entsprechende Aufstauung des Eisstromes beurtheilt werden könnte.

Die über den Mte. Piottino abfliessende Gletscherflanke hat am Nordfuss der Klippenwand (unterhalb Dazio) Höcker gerundet, welche oberhalb der Bahnlinie vom Piottino- bis zum Pratotunnel sichtbar sind, von da zur Piumogna (Faido gegenüber) unter Schutthalden stecken mögen. Die riegelförmige Anhöhe zwischen Prato und Cornone, über welche der Gletscherstrom schob, ist bis auf die erwähnten Dolomithöcker mit Moränenschutt bedeckt, trägt auch sonst die Züge der Moränenlandschaft. Im Kalkglimmerschieferschutt findet man aber nur wenige typische Gotthardgesteinsbrocken (Sellagneiss); häufiger Hornblende- (und Granat-) Glimmerschiefer, ähnlich dem auch in der Nachbarschaft anstehenden. Jenseits dieses Riegels vereinigte sich zwischen Dalpe und Cornone mit dem oberen Leventinergletscher der Piumognagletscher. Der vereinigte Strom folgte der Piumogna, breitete sich am Gehänge südostwärts flach aus und trat (nach der Richtung der oberen Schliffe zu urtheilen) zwischen Faido und Chiggiogna in die mittlere Leventina, wo er sich mit den quer über den Mte. Piottino ausgebrochenen Armen wieder vereinigte. Man muss sich vorstellen, dass zwischen Dazio und Faido zwei Gletscher neben- und übereinander südostwärts flossen, durch Querarme verbunden, zwischen denen bare Klippen hervorragten. Unten bei Faido folgen alte Gletscherriefen der Thalrichtung: auf

den Höckern östlich von Polmengobrücke in 780 m ü. M., östlich am Piumognafall in 720 m; von da entlang dem alten Saumpfad nach Dalpe bis ca. 870 m; mitten im Thal oberhalb Chiggiogna (durch die Bahnarbeiten abgedeckt) in 690 m.

Als ungefähre Gletscherdicke folgt: oberhalb Faido 1230 (geschliffene Lücken im Mte. Piottino) — 780 (Riefen nahe Polmengobrücke) = 450 m; bei Faido: 1125 (oberhalb der Piumognacascadenschlucht) — 720 (unterhalb derselben) = 405 m. In der Höhe von Gribbio (1298 m) folgen die Gletscherspuren vom Pizzo Forno herab der Gribbiaccia, deren altes Thal bei Mte. Rastumo (1129 m) in das Tessinthal (630 m) debouchirt; also 500 m über demselben.

Die Thalmündung gleicht den schon erwähnten des Guspisthales und des Tomthales; ihre Hauptformen, gesehen von der oberen Biaschinabrücke, sind in Fig. 10. Taf. XX. skizzirt. Der Tessingletscher kann hier noch 500 m tief geflossen sein, als der kurze schuttreiche „Forno" sich schon hinter die Rastumostufe des Gribbiacciathaler zurückgezogen hatte.

Im Val Chironico passirt der Pfad zwischen Mti. Doro und Spondaalp eine vom Pizzo Forno steil herabziehende Thalschlucht. Ihrer SSO.-Richtung folgen in ca. 1820 m Meereshöhe decimetertief im losen Glimmerschiefer ausgekehlte Gletscherriefen. Am Pfad von Mti. Cala nach Sponda ist dieselbe Schlucht in ca. 1530 m Meereshöhe mit Gletscherschutt garnirt, abseits trifft man aber in gleicher Höhe einzelne in der Richtung des Chironicothales geschliffene Disthenschieferklippen. Der Chironicogletscher muss hier also zwischen 1530 und 1820 m, sage in 1675 m, sein Ufer gehabt haben, während die Thalsohle gerade vor 1290 m erreicht (oberhalb der Wasserrinne). Daher Gletschertiefe 1675 — 1290 = 385 m. Diese Zahl kann durch die gerundeten Platten auf Sponda in 1930 m nicht controllirt werden, weil sie die Stossseite dem Pizzo Forno zuwenden. Die Thalsohle unten vor Sponda liegt in ca. 1350 m.

An der Mündung des Chironicothales in das Tessinthal sind zwischen Dorf und Kirche Chironico (800 m) Rundhöcker und Schliffe von West nach Ost gerichtet, d. h. entlang dem Seitenthal gegen das Hauptthal. Zwischen der Kirche und Gruno drehen sie sich aber in O. 66 — 57 S. und verlaufen dem Tessin fast parallel auf dem Plateau des Mte. Pelligrino gegen Tirolo und Giornico. Die höchsten in dieser Richtung beobachteten liegen 800 — 900 m ü. M. zum Theil horizontal entlang Klippwänden. Da der Boden des Tessinthales gerade vor 430—460 m ü. M. liegt, so dürfte die Dicke des Tessingletschers unterhalb der Biaschina etwa 850 — 445 = 405 m betragen haben. Uebrigens folgen Riefen auf dem rechten klippigen Ufer des Ticinetto di Chironico auch der Bachrich-

tung und vom Plateau schwenken andere durch Kehlen der Bachschlucht gerade zu: ein Beweis, dass das Terrain schon zur Gletscherzeit coupirt war wie jetzt. Diese Seitenriefen könnten vermuthen lassen, dass der Chironicogletscher noch Schutt geradeaus in das Tessinthal wälzte, als der Tessingletscher schon soweit geschwunden war, dass er den Pelligrino nicht mehr einhüllte.

Oberhalb Bodio und unterhalb Bidesco, Bidanengo-Budengo sind in etwa 800 m Meereshöhe durch Wildbäche flache Klippen abgekleidet, deren Gletscherriefen dem Tessinthal folgen. Letzteres liegt hier 320 m ü. M.; daher Gletscherdicke ca. 480 m. Die Aufstauung zwischen Biaschina und Bodio (6—7 km) beträgt also 480—405 = 75 m, und ist theils der Verflächung des Thalweges zuzuschreiben, theils dem bei Biasca herausschiebenden Brennogletscher.

Für die Strecke Biasca—Bellinzona sind die Beobachtungen unzureichend zur Beurtheilung der successiven Zunahme der Gletschertiefe. Ebenso am Lago Maggiore, wo ich zwar Schliffe bis unter den Wasserspiegel und etwa 100 m darüber kenne (Pino), aber nicht die höchsten.

Ein Resumé der im Vorhergehenden zerstreuten Daten ergiebt folgende Tiefen der alten Tessingletscher:

Seitenzuflüsse von Sella- und Sorescialp 2—3 km oberhalb dem Absturz in die Tremolaschlucht 263 und 158 m, überhaupt ca. 210 m.

Bedretto bei Airolo; auf Bett mit ca 24 $^0/_{00}$ Gefälle, bei Stalvedro aufgestaut: 320—400 m, Mittelzahl 360 m.

Obere Leventina bei Piotta; auf Bett mit 13 $^0/_{00}$ (oberhalb 25 $^0/_{00}$, unterhalb 10 $^0/_{00}$) 489—500 m; im Mittel 495 m. (Während des Gletscherrückzuges, als noch Gotthardfindlinge an den Thalgehängen abgelegt wurden: 350 m.) Seitenzufluss vom Piorathal; bei Ritom 120 m.

Mittlere Leventina bei Polmengobrücke 450 m, bei Faido 405 m, zwischen Chiggiogna und Lavorgo 500 m. Gefälle des Bettes 30—19 $^0/_{00}$. Aufstauung in der Biaschina durch den Zufluss aus Val Chironico, welcher zwischen Sponda und Mti. Cala etwa 385 m tief war.

Tessingletscher an der Biaschina 405 m. Die erwähnte Aufstauung wird durch starkes Gefälle (84 $^0/_{00}$) des Gletscherbettes compensirt.

Untere Leventina bei Bodio 480 m; Gefälle des Bettes 9—10 $^0/_{00}$; Stauung durch den Brennozufluss bei Biasca.

(Riviera. Im Moësathal, 7 km oberhalb seiner Mündung in das Tessinthal, welches daselbst 5,5—3,5 $^0/_{00}$ abfällt: während des Gletscherrückzuges 310—410 m, im Mittel 360 m.)

Oberhalb Lago Maggiore, 730 m, Gefälle des Thalweges 2—1 $^0/_{00}$; Stauung durch grosse Seitengletscher, Aufschwimmen.

Der Seitenarm von da gegen den Luganersee über dem Ceneripass 377 m.

Obwohl die vorstehenden Ziffern je um einige Zehnzahl Meter von der Wahrheit abweichen können, so zeigen sie zusammengenommen doch, dass der Hauptgletscherstrom von Airolo bis Biasca etwa 440 m mächtig war. Auffällige Differenzen sind durch verschiedenes Gefälle, verschiedene Thalweite, Stauungen bedingt. Dass trotzdem die Dicke zwischen keinen weiteren Grenzen als 360 m und 500 m schwankt, ist besonders den gegenseitigen Compensationen durch Seitenzuflüsse und Abschmelzung zuzuschreiben. Die oberen Zuflüsse besassen in 1800—2200 m Meereshöhe geringe Mächtigkeiten: 120—260 m. Unmittelbar vor dem Austritt in die Poebene war der Gletscherstrom zu 730 m Tiefe aufgestaut.

Das vergletscherte Tessinthal zeigte demnach ein wesentlich anderes Eisrelief als das obere Reussthal: während letzteres zwischen Oberalppass, Gotthard, Furka, Dammafirn, Sustenpass etc. einem flachgewölbten Eispanzer glich, schmiegte sich ersteres mit concaven Flächen den jetzigen Thalcontouren an, und erst von der Biaschina zum Lago Maggiore war das Thal sozusagen gefüllt mit Eis, dessen Oberfläche in nahezu 900 m Meereshöhe fast horizontal (wenn nicht flach ansteigend) bis in den Fjord hinaus verlief. Bei so geringer Tiefe der Gletscherströme (in ihrem Oberlauf) ist anzunehmen, dass zwischen denselben nicht nur kahle Gräte und Spitzen hervorragten, sondern dass an der sonnseitigen Lehne des mittleren und unteren Thales lange Wald- und Wiesensäume sich hinzogen: oberhalb des Thal-Gletscherstromes, unterhalb der Grat-Firnflecken, und durchschnitten von kleineren Gletscherzungen. Diese Vorstellungsweise findet in *jetzigen* Schweizergletschern, welche tief in die Waldregion hinabgreifen und an deren Seite Vieh weidet, eine directe Stütze; sie erklärt ungezwungen die Herkunft von Holzüberresten in Gletscherseeen, deren im folgenden Kapitel gedacht werden wird.

Die *geringe* Gletschertiefe, wenigstens in den oberen Regionen, schliesst den Gedanken aus, dass das *Gewicht* des Eises ausgereicht habe, um eine continuirliche Schmelzung am *kalten* Boden und dadurch Fortbewegung zu erzeugen: der Boden musste wärmer als 0° sein, damit beides stattfinden konnte. Da aber die innere Temperatur des Gletschereises nahezu 0° beträgt, so genügt ein geringer Druck, damit es im *Innern* schmelze, um unmittelbar darauf wieder zu erstarren. Dieses ununterbrochene Oscilliren der einzelnen Theile zwischen zwei Aggregatzuständen verursacht eine ständig anhebende und ständig

wieder gebremste Bewegung und verleiht dem Gletschereis als Ganzem gleichzeitig die Eigenschaften des Festen und Flüssigen.

Die vorhergehenden Erörterungen über Weg und locale Stauungen des Tessingletschers führen zu der Ansicht, dass seine Erosionswirkung wohl überschätzt worden sein mag. Der über den Gotthard gedrängte Lucendrogletscher hatte auf der Passhöhe sicherlich zu viel Geschwindigkeit und Arbeitsvermögen eingebüsst, als dass er daselbst noch Seebecken hätte auskreiseln mögen; er kam müde an wie ein Schlittenpferd, dem alle Carousselgelüste vergangen sind. Die Rundung der vorhandenen Klippen und Vertiefungen durch diesen Gletscherarm, welcher wohl schwerlich viel Grundmoräne bergauf schieben konnte, bleibt auffällig genug. Die gewaltige Aufstauung des Gletscherstromes unmittelbar vor seinem Austritt in den Pogolf lässt die Ausnagung des Lago Maggiorebeckens durch diesen Strom als ein mechanisches Unding erscheinen; denn die Stauung war Folge verminderter, schliesslich fast verschwindender, Geschwindigkeit; ohne Geschwindigkeit verrichtet aber kein Druck irgend welche Arbeit. Die dem Eisstrom der Riviera innewohnende lebendige Kraft wurde auf Uebereinanderschieben des Eises zu beträchtlicher Höhe verwendet, deshalb konnte von derselben nicht viel übrig bleiben zum Aushobeln der Felsunterlage. Nehmen wir dazu noch an, dass der Gletscher unmittelbar in das Meer sich ergoss (wofür u. a. auch die Pliocänconchylien im Schutt bei Como sprechen), so musste er schliesslich aufschwimmen und kam mit dem Boden nicht mehr in Berührung. Seine Grundmoräne blieb liegen oder bewegte sich unter der schwimmenden Eisdecke vorwärts wie Wildbachschutt, der sich in einen See ergiesst; der Fjord wurde aufgefüllt anstatt vom Gletscher vertieft zu werden. An seiner Mündung zerstreute sich die geschlossene Packeisdecke, und was sie von Guffer, Gan und Blöcken mit sich geschleppt hatte, musste hier grossentheils zu Boden fallen: so entstanden halbringförmige Aufschüttungen vor den Fjordmündungen, welche nach Rückzug des Meeres Süsswasserseeen absperrten, vor denen sie nun als „Stirnmoränen" liegen. Südlich vom Lago Maggiore ist eine Serra, durch welche die Bahnlinie Sesto Calende-Gallarate in tiefem Einschnitt führt; bekannter aber sind die amphitheatralischen Sirnmoränen vor dem Comer See u. a. Wenn der Boden des Lago Maggiore stellenweise unter dem Spiegel des Mittelmeeres liegt, so kann dies nicht befremden; sicherlich lag er einst noch viel tiefer und wurde erst durch Auffüllung verflächt. In einem Fjord ohne Seitenzuflüsse erfolgt die Auffüllung vom hintersten Winkel nach aussen; die Tiefe wächst

allmählich bis zu der Barre, welche der zerfliessende Packeisstrom abschüttete. Daraus ergiebt sich das eigenthümliche Längenprofil schottischer Fjords, welches gleichfalls als Stütze für Thalbildung durch Gletscherfrass citirt worden ist.

Es ist mir unbegreiflich, wie man sich getrauen mag, aus dem jetzigen ebenen Schlammboden eines See's irgend welche Schlusssätze auf die Entstehungsweise seines Beckens zu ziehen, dessen unbekannte Formen zu unbekannten Tiefen mit Schutt und Schlamm verschiedener Herkunft verhüllt sind. Im Luzernersee wurde wegen Anlage einer Gotthardbahnstation „am Brülmoos“, zwischen Hôtel Tivoli und Wurzenbach bis 16 m tief in blaugrauem Schlamm mit Schalen jetzt noch im See lebender Schnecken und dünnen Zwischenlagen von Sand und Torf gebohrt; darunter Sand, aber kein fester Boden erreicht (von einem Riff abgesehen). Oben am See, wo der meiste Detritus eingeführt wird, kann die Alluvions-Decke über dem Felsboden a priori wohl nur noch dicker vorausgesetzt werden; ein Profil des letzteren, welches das Urtheil über die tektonische Natur des Beckens begründen helfen könnte, ist aber völlig unbekannt.

Durch folgende Zifferrechnung beabsichtige ich nicht die Tiefe festzustellen, um welche das Tessinthal durch seinen Gletscher ausgenagt worden ist, sondern nur zu zeigen, dass die im Gletscherstrom aufgespeicherte mechanische Arbeit nicht ausreichen konnte, um selbst in langen Zwischenräumen eine „gletscherhafte“ Erosion zu bewirken. Man wird leicht finden, dass die hier gemachten Voraussetzungen und Ziffersubstitutionen zu einem viel grösseren Erosionsresultat führen müssen, als dem wirklichen, dass also die Rechnung ein Urtheil über die äusserste mögliche Grenze der Erosionswirkung begründen kann, obwohl sie keine quantitativ verwendbare Schlussziffern ergiebt. Ich nehme zunächst an, dass der Gletscherstrom von Cruina, im hintersten Winkel des Bedrettothales, bis Contone am Fuss des Ceneri durch Abschmelzen ebensoviel verlor als ihm durch Seitenzuflüsse zugeführt wurde, und dass er bei Contone seine Fallgeschwindigkeit nahezu eingebüsst hatte; ferner dass sein ganzes durch den Fall seiner Masse von Cruina bis Contone erzeugtes Arbeitsvermögen auf Abschleifen der Unterlage verwendet worden ist (nach Abzug des durch Stauung in der Riviera absorbirten Betrages).

Zwischen Cruina und Alle Foppe war die untere Breite des Gletscherbettes in 1980 m Meereshöhe 350 m; die obere in 2190 m Meereshöhe 1400 m, wenn wir daselbst eine Gletscherdicke von 210 m voraussetzen (die für Sella, Sorescia gefundene). Der Schwerpunkt des dasigen Querprofiles lag

2106 m ü. M. Bei Contone war die untere Breite des Gletscherbettes in 200 m Meereshöhe 2750 m; die obere in 930 m Meereshöhe 5825 m, und der Schwerpunkt des 730 m tiefen Eisprofiles lag 609 m ü. M. Daher effctive Fallhöhe des Eises 2106—609 = 1497 oder rund 1500 m, auf einen Weg von 77 km vertheilt. Die mittlere Eisdicke können wir

$$\frac{210 + (2 \times 440) + 730}{4} = 455 \text{ m}$$

annehmen, und den Druck auf 1 cm² Bodenfläche der Thalmitte = 42 kgr. Die ganze pro Quadratcentimeter Weg des Eisstromes aufgezehrte mechanische Arbeit war mithin $\frac{1500 \times 42}{77000 \times 100} = 0{,}0082$ kgmr.

Nun ist die erforderliche mechanische Arbeit zum Pulverisiren von 1 cm³ Gestein:

1. Festigkeitsgruppe (Porphyr, Melaphyr, Trapp, Basalt): 84,4 kgmr;

2. Festigkeitsgruppe (Granit, Gneiss, Sandstein, Kalkstein, Marmor, Stinkstein): 29,2 kgmr;

3. Festigkeitsgruppe (Granit, Gneiss, Sandstein, Kalkstein, Marmor, Grauwacke, Glimmerschiefer): 12 kgmr.

4. Festigkeitsgruppe (Verwitterte Silicatbergarten etc.): 4,9 kgmr.

Die vom Gletscher auf 1 cm² Bodenfläche ausgeübte mechanische Arbeit von 0,0082 kgmr konnte also Gestein der

ersten Gruppe $\frac{0{,}0082}{84{,}4} = 0{,}00010$ cm,

zweiten Gruppe $\frac{0{,}0082}{29{,}2} = 0{,}00029$ cm,

dritten Gruppe $\frac{0{,}0082}{12} = 0{,}00068$ cm,

vierten Gruppe $\frac{0{,}0082}{4{,}9} = 0{,}00167$ cm

tief ausnagen.

Nehmen wir weiter für den Oberlauf des Eisstromes eine mittlere tägliche Geschwindigkeit von 0,2 m an[2]), welche

[1]) Siebe: „Ueber Gesteinsbohrmaschinen" von F. M. Stapff, 1869, Stockholm bei A. Bonnier pag. 16, 17. Die benutzten Ziffern der Col. 7. pag. 17 sind hier in metrisches Maass umgerechnet.

[2]) Diese Mittelzahl aus gerade zugänglichen Beobachtungen an Alpengletschern nähert sich dem von Agassiz gefundenen Werth für den Aargletscher (72 m jährlich); bleibt aber weit hinter den Ziffern zurück, welchê Helland in dieser Zeitschrift 1881. pag. 693 von dem Jacobshavngletscher im nördlichen Grönland mittheilt: $3\frac{1}{2}$ bis $22\frac{1}{2}$ m täglich Auf dem St. Annagletscher hatte ich 1877 in der Gotthardtunnellinie Jalons ausgesetzt und eingemessen, um das folgende Jahr ihre Verschiebung zu bestimmen. Wegen eines Beinbruchs kam ich aber 1878 nicht zum Gletscher und fand 1879 die Jalons nicht wieder.

im Unterlauf schliesslich fast Null wurde, so bewegte sich das Eis zwischen Cruina und Contone überhaupt täglich $\frac{0,2 + 0}{2}$ = 0,1 m vorwärts, und brauchte 2,4 Stunden um 1 cm zu überfahren und um vorstehende Tiefen zu erodiren. Demnach würden zum Ausschleifen einer Rinne von 1 m Tiefe erforderlich gewesen sein:

| | | | |
|---|---|---|---|
| in Gesteinen 1ter Festigkeitsgruppe | 274 Jahre | | |
| „ 2ter „ | 95 „ | überhaupt | |
| „ 3ter „ | 40 „ | 106 Jahre. | |
| „ 4ter „ | 16 „ | | |

In Wirklichkeit sind diese Zahlen jedoch zu vervielfachen; denn die eingeführte Geschwindigkeit von täglich 0,2 m bezieht sich auf jetzige Gletscher mit starkem Gefälle, während der Tessingletscher seinen längsten Weg auf flachgeneigtem, bei Stalvedro und Prato selbst auf ansteigendem, Boden zurücklegte; seine Geschwindigkeit bei Contone war zwar gering, aber nicht = 0, und das gegebene Arbeitsvermögen wurde deshalb nicht ganz durch Reibung consumirt; die Reibung fand nicht nur auf dem Boden statt, sondern auch in der Eismasse selbst; und in der Grundmoräne, welche zermahlen wurde u. s. f. Ich glaube deshalb, dass die berechneten Zeiten verzehnfacht oder verhundertfacht der Wahrheit viel näher kommen würden, überlasse aber Jedem einen ihm besser scheinenden Wirkungsgrad anzunehmen; immerhin wären Hunderttausende, vielleicht Millionen von Jahren erforderlich gewesen, um das Thal in Gestein mittlerer Festigkeit 1000 m tief einzukratzen (während sich das Gletscherbett tiefer und tiefer senkte). Hierbei ist es gleichgültig, dass die vis viva des Eisstromes und seine Erosionswirkung an verschiedenen Stellen des Weges verschiedene waren, denn es handelt sich nur um Abschätzung der Grenzen eines summarischen, das ganze Thal betreffenden Arbeitseffectes.

Seitdem Credner auf die Umstauchung von Schichtenköpfen durch darüber gleitende Gletscher aufmerksam gemacht hat, schien es mir wünschenswerth, Beobachtungen über oberflächlich umgekippte Schichten zu revidiren, welche bei Aufnahme des Gotthardprofiles mit möglichster Genauigkeit angestellt worden waren, da die Richtigkeit eines Profiles ganz wesentlich von sicherer Bestimmung der Einfallwinkel abhängt. Die Ursache mancher oberflächlicher Umkippungen konnte zwar nicht festgestellt werden, so dass bei denselben die Annahme von Gletscherwirkung nicht ausgeschlossen wird. In weitaus den meisten Fällen ist aber leicht nachzuweisen, dass solche Verflächungen am Gotthard entweder die äusserlich sichtbaren

Indicien synklinaler und antiklinaler Brüche sind, oder die Folge der Denudation zerrütteter Schichten im Liegenden; und sie gewinnen praktische Bedeutung gerade weil sie oft schuttbedeckte, zerrüttete und zersetzte Gebirgsstreifen verrathen, denen Thalmulden, Runsen u. s. w. folgen. Wie wenig aber Gletscher mit dem Umlegen und Aufblättern solcher Schichtenköpfe zu thun haben, geht daraus hervor, dass dieselben öfters Schliffe und Riefen tragen, die älter sind als die Umkippung.

„Das Abrunden, Poliren und Schrammen der Klippunterlage dürfte die unbedeutendste von den Erosionswirkungen der Gletscher sein. Man beurtheilt den Effect einer Lastfuhre nicht nach den Fahrgeleisen, welche sie im Weg zurücklässt, sondern nach den fortgeschafften Massen, und sollte bei Beurtheilung der Gletscheresosion ähnlich verfahren. Die grösste Wirksamkeit der Gletscher besteht darin, dass sie allen von dem umgebenden Klippwänden abwitternden Schutt ununterbrochen wegführen, erst auf sich, dann unter sich. Deshalb kann sich an den Kesselrändern der Gletscher kein Sturzkegel von natürlicher Böschung bilden und allmählich an den Klippwänden so hoch hinaufsteigen, dass weiterem Abwittern derselben ein Damm gesetzt würde. Die Ränder ehemaliger Gletscherböden sind nicht schwerer zu erklimmen als irgend welche Schutthalde; jener lebendige Gletscher meist äusserst schroff, zerrissen und beweglich. In Folge der eben angedeuteten Wirksamkeit können Gletscher ganze Berggräte durchfressen, um so leichter, wenn die ausstreichenden Schichten nicht in der Richtung des Gletscherstromes einfallen; und je mehr sie zerrissen, zerrüttet oder zersetzt sind."

Wenn man die Schuttmassen betrachtet, welche einem Gletscherstrom auf seinem Weg von vielleicht 100 km durch zerrissenes Gebirge successive zugeführt wurden, direct und durch Seitenzuflüsse, so darf man sich wohl fragen, ob und wie diese Massen schliesslich unter dem Gletschereis weiter transportirt werden konnten? Grosse Inlandeisfelder der Jetztzeit, aus denen nur wenige Klippzacken hervorragen, sind hier nicht comparabel; und die grössten heutigen Hochgebirgsgletscher werden es nur durch Proportionirung, einerseits der zurückgelegten Wege, andererseits der pro Flächeneinheit Gletscher herausragenden abbröckelnden Klippflächen. Aehnlich einem Wasserstrom, welcher bei starkem Gefälle abträgt, bei flachem aufträgt, wird in der Regel auch ein Gletscher in seinem Oberlauf fegen, in seinem Unterlauf von der Grundmoräne umsomehr unter sich liegen lassen müssen, je dicker, flacher geneigt, unbeweglicher dieselbe schliesslich wird. Deshalb kann nicht nur ein rückziehender Gletscher das Thal mit Schutt füllen (wie schon im vorigen Kapitel

bei anderer Gelegenheit vorausgesetzt wurde), sondern auch ein voll entwickelter; und wir stehen vor einem neuen Modus der Füllung von Thälern mit Schutt, worin später fliessendes Wasser einschneidend arbeiten konnte. Nach dieser Anschauungsweise würde das Hauptsächliche eines mächtigen Gletscherstromes, wenigstens in seinem Unterlauf, nicht mehr das Gletschereis sein, sondern vielmehr die darunter sich wälzende Grundmoräne, vergleichbar mit dem Schutt der Wildbäche, Muren, Laves, Moyas, Nants sauvages u. dergl. Und gleichwie beim Ausbruch eines Wildbaches der Mantel seines Schuttkegels nur zu relativ geringer Tiefe wieder durchfurcht und in Bewegung gesetzt wird, gleichwie in einem geschiebereichen Alpenfluss die Gerölleunterlage des Bettes nur zu geringer Tiefe aufgerührt und thalwärts geführt wird, dürfte auch der auf flachgeneigtem Thalweg über dicke Grundmoräne fliessende Gletscher schliesslich nur noch die oberen Lagen derselben in Bewegung erhalten, während die unteren zusammengepackt liegen bleiben. Der Uebergang aus der unbewegten in die mitbewegte Schuttmasse und aus dieser in den eigentlichen Schuttstrom wäre ein allmählicher, die Grenzen eine örtlich und zeitlich schwankende. Der Grundmoräne mischen sich Eisblöcke bei, aufwärts mehr und mehr, bis sie eine zusammenhängende Decke von Packeis, schliesslich von Gletschereis bilden. Der Schuttstrom wäre in diesem Fall also das Bewegende, das Gletschereis das Bewegte — aber dennoch von Bedeutung für den ganzen Vorgang durch seine innere Beweglichkeit, durch das Schmelzwasser, womit es die Grundmoräne ständig breiartig flüssig erhält, durch das Schuttmaterial, welches es von oben zuführt. Von einer Erosion des Gletscher- (bezügl. Grundmoränen-) bodens kann in diesem Fall keine Rede mehr sein, und hierdurch wird die Möglichkeit oder Wahrscheinlichkeit von Thalbildung durch Gletscherwirkung noch mehr eingeschränkt.

Wenn wir zugeben, dass Gletscher wegführend, fegend und erodirend an der Thalbildung theilnehmen und dabei ihr Bett allmählich tiefer legen; andererseits, dass sie nicht nur vor sich und auf der Seite, sondern auch unter sich auftragen können und somit ihr Bett erhöhen — so liegt darin kein Widerspruch, insofern diese verschiedenen Wirkungsweisen gleichzeitig an verschiedenen Orten des Gletscherlaufes statthaben, oder an demselben Ort zu verschiedenen Zeiten. Richtige Combination und Deutung von Gletscherfährten wird aber dadurch sehr erschwert, weil es nicht immer möglich ist, zu entscheiden, ob örtlich Zusammengehöriges auch zeitlich zusammengehört.

Ebenso schwierig wird die richtige Diagnose der Glet-

schergebilde, wenn wir einen ehemaligen grossen Gletscher als eisbedeckten trägen Schuttstrom auffassen, an dessen Oberfläche Wasserströme spülten, aufbereiteten, wegführten und wieder absetzten. Die gewöhnlichen Criterien für Gletschergebilde halten dann nicht mehr Stich. Einzelne Steine mögen gekritzt sein — wie solches auch in gewöhnlichen Muren vorkommt; andere abgerollt — wie Flussgeschiebe; die chaotische Hauptmasse der Grundmoräne aus abgekanteten Steinen, unaufbereitetem Schutt, Grant, Sand und Schlamm bestehend — wie Wildbachschutt, kann Becken umschliessen, in denen dieselben Materialien geschichtet sind, wie in Flüssen und Seeen. Alle diese Verhältnisse lassen sich in partibus an den Grundmoränen und Bächen jetziger Gletscher wahrnehmen, auch auf den Böden schwindender. Handelt es sich aber darum, nach vereinzelten Aufschlüssen zu entscheiden, ob eine gegebene alte Schuttanhäufung glacialen, torrentiellen, fluviatilen oder lacustren Ursprunges sei, so ist eine befriedigende Antwort ohne Berücksichtigung vieler Nebenumstände oft nicht leicht; und wohl wenn dabei als Entscheidungsgründe nicht Voraussetzungen zur Geltung kommen, deren Richtigkeit gerade geprüft werden soll. Als Gletschergebilde sind verhältnissmässig leicht und sicher erratische Blöcke und Findlinge zu erkennen, sofern ihre Herkunft, Anhäufung und Verbreitungsweise die Annahme rechtfertigt, dass der Transport auf dem Gleschereis erfolgte. Dahin gehören die erwähnten Findlinge von Gotthardgneiss und Bedrettogranit auf beiden Thalgehängen der oberen Leventina; die Marmorlesesteine von Roveredo auf dem Ceneripass. Die Glimmergneissblöcke auf dem Mte. Pelligrino am Ansgang des Val Chironico mag ich nicht unbedingt hierher rechnen; und einzelne Findlinge, welche von sehr verschiedenen Localen stammen können (Glimmerschiefer, Hornblendegestein etc.), sind keine guten Urkunden. Ein anderes ganz genuines Gletscherproduct ist das äusserst feine, mikroskopisch gesehen splittrige, durch Reibung entstandene, ungeschlämmte Gletschermehl, welches z. B. die im 2. Kapitel erwähnt Höhle vor dem Leggissteintunnel füllte, aber auch in der Grundmoräne des Mte. Pelligrino (Fig. 9 zu Kapitel 2) vorkommt, daselbst mit Steinen vermengt, deren einige (Sellagneiss, Bedrettogranit) nur aus Val Bedretto, Torta, Tremola oder Canaria stammen können. Hier haben wir also unzweifelhaft die Grundmoräne des Tessinerhauptgletschers vor uns; und die nächstfolgende Schicht grober Blöcke, meist Gneiss der mittleren Leventina, dürfte Gan sein, welcher beim „Schwynt“ als Moräne vor dem Gletscher liegen blieb. Die höheren Lagen von Sand, Kies und Schutt entstammen aber dem Val Chironico, sind geschichtet und aufbereitet, also im

Wasser abgesetzt; — ob unmittelbar vom Chironicogletscher oder als Wildbachschutt aus dessen Material, lässt sich nicht enscheiden. Das ganze ist geschichtete Stirnmoräne oder Schuttkegel, welcher vor Val Chironico die Biaschina füllte, und den Tessin in der mittleren Leventina zu einem See aufstaute. Ob der anfangs breit und seicht abfliessende Strom die Oberfläche des Schuttwalles planirte und die groben Blöcke auf dem Plateau von Chironico liegen liess, oder ob die Ablagerung unter Meer erfolgte, nach dessen Rückzug erst der mittlere Leventinersee zum Vorschein kam, gehört zu den im 2. Kapitel erörterten Fragen.

Gletschermehl (Krossstensmjöl, gäslera, väslera z. Th.) ist feucht zwar plastisch, nach dem Eintrocknen aber zwischen den Fingern zerreiblich, denn es ist nicht kaolinisirt. Dadurch schon unterscheidet es sich von thonartigen Bildungen, deren Material als feinstes Zermalmungsproduct der Gletscher ihren Bächen am weitesten folgte (Gletschermilch), bis es in ruhigem Wasser zum Absatz kam und Zersetzungsprocessen unterlag; von diesen Gletscherthonen wird im nächsten Kapitel die Rede sein.

Die bei weitem verbreitetsten Gletscherbildungen sind chaotische Moränen aus Blöcken, abgestossenen Steinen, gerolltem, geschliffenem, wohl auch gekritztem Schotter, Kies Sand und Mehl. Von fliessendem Wasser nicht weggeführte Ueberreste derselben finden sich häufiger an Thalgehängen als auf dem Thalboden, z. B. von Airolo nach dem Canariathal hin; auf der linken Thalseite, von welcher auch das Moränenmaterial herstammt, nämlich vom Gotthard und Scipsius. Es ist von dem im 2. Kapitel erwähnten Wildbachschuttkegel des Valeggio überlagert, weiter westwärts von längst vernarbten Sturzschutt des Sasso rosso und Wildbachschutt des des Ri di Jenni. Thalabwärts stellt sich undeutliche Schichtung ein — in den Eisenbahnanschnitten durch Blöcke roh markirt — und endlich in der von der Canaria durchbrochenen Valleterrasse ziemlich deutliche Schichtung, etwa 15° gegen das Tessinthal abfallend. Hier aber gesellt sich zum Gotthard-Scipsiusmaterial solches aus dem Canariathal (Kalkglimmerschiefer, Dolomit, Anhydrit) und der Schutt ist verwaschen: mit der Seitenmoräne des Gotthardgletschers collidirte die Mure des Canariathales. Ob letztere nur Grundmoräne ist, oder auch Wildbachschutt, vorgeschoben nach Rückzug des Canariagletschers, vermag ich nicht zu entscheiden. Allenfalls hat dieser Canariaschuttwall einstmals das Tessinthal abgesperrt und den See von Airolo zur Höhe von 1150 — 1160 m aufgedämmt. Die im Gebirgsbau begründete Cluse von Stalvedro praeexistirte vielleicht und wurde nur verlegt; oder das zertrümmerte Ge-

stein wurde entlang der Verwerfungsspalte aufgerissen, in demselben Maass als sich der Abfluss des Tessins tiefer in den Schuttwall einschnitt. Vor Oeffnung der Stretta di Stalvedro hatte der Tessin einen breiten Abfluss zwischen derselben und Madrano, ähnlich dem älteren Abfluss aus der mittleren in die untere Leventina über Piano die Chironico.

Der Gletscherschutt, welcher den Thalriegel zwischen Prato, Dalpe und Cornone bis auf die mehrerwähnten moutonnirten Dolomithöcker einhüllt, ist gleichfalls chaotisch und besteht ganz überwiegend aus verwittertem und zu graugelbem Grus zerfallenem Kalkglimmerschiefer, mit spärlichen und wenig charakteristischen Gotthardgesteinen. Solcher und Piumognaschutt bezeichnet übrigens den Hauptgletscherweg von Cornone nach dem Tessinthal (Chiggiogna). Auf Dolomit abgelagerte Moräne bildet auch den Mamelon der Kirche von Prato (1050 m). Weiter unten am Eingang der Defilée von Dazio durch den Mte. Piottino, fehlt sie aber fast gänzlich und abgestürzte Gneissblöcke liegen hier meist unmittelbar auf anstehendem Gneiss. Da auch im Thalboden, nächst oberhalb der Schlucht, durch die Eisenbahnanschnitte kein Gletscherschutt aufgeschlossen ist, so scheint der Mte. Piottino bei Dazio überhaupt so gut wie frei von Moränen geblieben zu sein, woraus folgt, dass hier der Fels erst nach der Glacialzeit durchsägt wurde. Allenfalls war der Mte. Piottino nach dem Glétscherrückzug zur Höhe von wenigstens 1050 m geschlossen und bildete den Damm für den oberen Leventinersee.

Chaotischer Pizzofornoschutt, welcher die Terrassen von Gribbio zusammensetzt, und durch rostige Glimmerschieferfliessen undeutlich geschichtet ist, wurde schon im 2. Kapitel erwähnt; es erscheint zwecklos, kleinere derartige Moränen im Bedretto, Val Canaria (bei Sottacordo und oberhalb Madrano terrassirt), zwischen Lago Tom und Cadagno, im Val Chironico u. s. w. zu beschreiben, schon weil ihre Glacialnatur nicht immer unumstösslich nachweisbar ist.

Der vom geschwundenen Firn hinterlassene Schutt unterscheidet sich vom wirklichen Gletscherschutt hauptsächlich dadurch, dass er dem Kahr selbst oder seiner nächsten Umgebung entstammt: abgelöste, verschobene Platten des Felsbodens; abgefallene Blöcke der Gratwände, welche liegen blieben als der Firn abschmolz, und mit welchen später sich der Sturzhaldenschutt mengte, der nun den Fuss der Wände umwallt und gegen weiteres Absitzen schützt. Dies sind die Steinwüsten, welche man in jedem alten Firnboden, am Fuss eines jeden Gneissgrates überklettern muss. In bröckeligem, leichter verwitterndem Schiefergestein ist der mit Grundlawinen auf den Firn geführte Schutt bindig, ungeschichtet, und von

gewöhnlichem Gletscherschutt hauptsächlich nur dadurch verschieden, dass er gleichartiger; nicht zwischen Eis und Fels abgestossen, zermahlen und theilweise aufbereitet wurde. Mancher Firn- (und Gletscher-) Fleck ist mit solchem „Schmutz" dick überzogen. Wo die jährlichen Lawinen niederfahren, häuft er sich zu unregelmässigen Hügeln, welche nach dem endlichen Wegschmelzen des Firns liegen bleiben. (Val Tortaseite des Sellapasses, Bedrettoseite des Nuffenenpasses, Canariathal, Campolungo, Alpe Prato und anderen Punkten besonders im Gebiet des Glimmerschiefers und Bündtener Schiefers.) [1])

Die Trümmerfelder der Firnkahre erinnern lebhaft an die „steinernen Meere" der deutschen Mittelgebirge mit ihren Wiegesteinen, Lipfersteinen etc., und an die mit Steinblöcken besäten Wälder und Felder Schwedens. Ich erwähne hier diese meist durch Zertrümmerung und Zertheilung des Anstehenden, durch Witterung und theilweise Wegführung des feineren Schuttes entstandenen, Blockanhäufungen zunächst deshalb, weil NORDENSKJÖLD in der Reisebeschreibung der Vega (II. Bd. pag. 393) die Aufmerksamkeit darauf lenkte, da er sagt: „Ein sorgfältiges Studium der Sandberge am Binnenmeere Japans, der Thonklippen Hongkongs und des Kabook Zeylons würde ganz sicher unerwartete Hinweise zur Erklärung der ursprünglichen Entstehung der aus Sand- und Rollsteinen bestehenden Sandrücken Skandinaviens liefern. Es würde sich zeigen, dass vieles, was von den schwedischen Geologen noch als von Eis und Wasser transportirte ungeschichtete Moränen und Schuttmassen betrachtet wird, Erzeugniss eines im grossartigen Maassstab vor sich gegangenen Verwitterungs- oder richtiger Zersetzungsprocesses ist. Ja sogar ein Theil unserer quartären Thone dürfte einen ähnlichen Ursprung haben, und man findet hier eine einfache Erklärung des wichtigen, aber von unseren Geologen nicht genügend beachteten Umstandes, dass an einer Stelle oft alle erratischen Blöcke gleicher Art und in ihrer Beschaffenheit dem unter- und naheliegenden Felsgestein sehr ähnlich sind." Die Thatsache, dass Gletscherschutt in vielen Fällen nicht weit transportirt worden, ist in Schweden so wohl bekannt, dass z. B. Erzsucher ihr Augenmerk auf lose Erz- und Ganggesteinsbrocken (jordstenar) richten, und deren Anstehendes nach der Stossseite der Gletscherriefung suchen, manchmal auch in kleiner Entfernung finden. In der Umgebung Gefle's bestehen zahllose Krosssteinschutt-

---

[1]) Lawinen, welche jährlich an derselben Stelle niederkommen, erzeugen auch ohne Firn und Gletscher ganz ähnliche Schuttanhäufungen, welche materiell oft auch nicht von Wildbachschutt zu unterscheiden sind.

haufen fast ausschliesslich aus Sandstein, wie er in der Nachbarschaft, am Gestrikland-Storsjö, ansteht. FORSELLES hat auf seiner geologischen Karte Schwedens grosse Gebiete nach den daselbst meist verbreiteten losen Gesteinen colorirt, und diese Praxis kann noch heutzutage von kartirenden Geologen oft nicht umgangen werden. Könnte man an solchen Stellen („steinerne Meere etc.") Firnherde des ehemaligen Inlandeises vermuthen, so wäre die Identität des Schuttes mit dem in der Nähe anstehenden Gestein ebenso natürlich als in den Firnkahren der Alpen. Viele Gründe sprechen jedoch gegen solche Voraussetzung.

Naturgemäss scheint, dass jede Grundmoräne die auf ihrem Weg anstehenden Gesteinsarten in der Nähe des Fundpunktes reichlicher führt als weiter abwärts, wo sie zwischen vielen anderen dazu gekommenen zerstreut sind; und für diese Thatsache finden sich mannichfache Belege auch im Tessinthal. Einige der daselbst localisirt vorkommenden Gesteine sind so charakteristisch, dass über die Herkunft ihrer Geschiebe gar kein Zweifel herrschen kann: z. B. der Granit mit röthlichem Quarz, welcher vom Mättlihorn über Pizzo Pesciora, Rotondo etc. das Bedrettothal entlang zieht und ostwärts im Val Tremola auskeilt. Im Bedretto findet er sich häufig als Moränenschutt; in der oberer Leventina als Findlinge; thalabwärts als Flussgeschiebe, welche erst den Moränen der oberen Thalglieder entnommen sein dürften; in der unteren Leventina ausserdem ganz sporadisch in der Grundmoräne des Mte. Pelligrino. Uegefähr dieselbe Verbreitung haben Geschiebe von Gneissgranit mit röthlichem Quarz; ein Uebergangsgestein aus dem erwähnten Granit in grobflaserigen Gneiss, welches z. B. am Gotthard zwischen der Todtenkapelle und Ponte die Sella ansteht. Auffällig spärlich, schon in dem Erratischen bei Airolo, ist der eigentliche sogenannte Gotthardgranit oder Fibbiagneiss mit seinen grossen Orthoklaskrystalloiden; häufig dagegen, in Moränen und als Findlinge, zwischen Tremola und Cima del Bosco, wo er viele tausend Tunnelgewölbsteine geliefert hat. Sehr verbreitet in den Schuttanhäufungen vor Val Canaria und im Thalschotter abwärts; spärlich im Riegel von Prato-Dalpe und vereinzelt in der Grundmoräne des Mte. Pelligrino sind dagegen Geschiebe von sogen. Sellagneiss, mit weissen interlacirten Quarzfeldspathlamellen, einzelnen Orthoklasaugen, schwarzbraunem und grünlich-weissem Glimmer. Dies Gestein folgt ziemlich zusammenhängend der Gotthardsynklinalen (Südflügel) und Val Bedretto durch Val Torta in's Unteralpthal; steht aber auch im oberen Canariathal an, so dass Geschiebe desselben allenfalls Stalvedro passirt haben müssen. Dasselbe

gilt vom braunglimmerigen Glimmergneiss des Gotthardgebietes, welcher sich südwärts an den Sellagneiss anlegt. Da ähnlicher Glimmergneiss aber auch in der oberen und mittleren Leventina ansteht, so ist die weitere Verbreitung thalabwärts von Geschieben dieses Gesteines nicht auffällig. Granat- und Hornblendeglimmerschiefer, wie sie vom Bedrettothal in's Canariathal hinein- und in's Piorathal hinausziehen, untergeordnet aber auch in der oberen Leventina anstehen, kommen in der Moräne von Cornone vor; als vereinzelte unansehnliche Findlinge noch in der unteren Leventina; als Flussgerölle im ganzen Thalgebiet. Desgleichen Hornblendegestein, dessen Frequenz vielleicht Folge grosser Widerstandsfähigkeit ist, vielleicht nur scheinbar, weil die Geschiebe wegen ihrer Farbe unter anderen sofort auffallen.

Aehnliches gilt vom schwarzen Glimmerschiefer mit und ohne Granaten, welcher auf der rechten Thalseite dem Kalkglimmerschiefer des Bedretto und der oberen Leventina folgt, aber auch auf der linken am Scipsius, im Val Canaria und Val Piora auftritt. Trotz relativ geringer Mächtigkeit seiner anstehenden Schichten erkennt man die schwarzen Brocken desselben fast in allen Schuttanhäufungen des Bedretto und der Leventina. Sie sind meist stänglich aufgeblättert, zwischen den Fingern zerreiblich; auffällig gross erscheinen darin die glänzenden braunen transversal eingestreuten Glimmerschuppen — viel auffälliger als im frischen Gestein.

Von dem petrographisch verwandten Belemniten-führenden Nuffener Knotenschiefer kenne ich Geschiebe nicht weiter thalabwärts als 5 — 7 km. Von dem Schwefelkies-führenden Kalkquarzit des Scipsius sieht man öfters vereinzelte Brocken im Schutt bei Airolo; in der oberen Leventina wenigstens als Flussgeschiebe. Sie gleichen dem frischen anstehenden Gestein aber wenig. Der Schwefelkies ist zu Rothocker verwittert, welcher Cavernen mit Querwandungen füllt; und nach längerem Wassertransport der aus dem Schutt gespülten Brocken ist der Rothocker so ausgespült, dass nur noch cavernöse Quarzgeschiebe bleiben, in deren Höhlungen hie und da angefressener Kalkspath sichtbar ist.

Trotz der grossen Verbreitung des Kalkglimmerschiefers im Bedretto und der oberen Leventina, zwischen Val Canaria und Val Piora, findet man deutlichen Moränenschutt desselben nicht unterhalb dem mehr erwähnten Riegel von Prato - Cornone. Feuchter Kalkglimmerschiefer verwittert leicht zu porösen Brocken und rostigem, kalkigem Gries, welcher entweder andere Geschiebe cementirt, oder vom Wasser fortgeführt wird. In den Mergel- und Glimmerthonen der Gletscherseeen finden wir die feinst zermahlenen Bestandtheile

des Kalkglimmerschiefers wieder. Einzelne Findlinge desselben sieht man noch in der unteren Leventina. Den Kalkglimmerschiefer begleitender Dolomit, Marmor, Rauhwacke sind als Gletschergeschiebe nicht weit geführt worden. Im Val Bedretto, Canaria, Piora, in der oberen Leventina und auf Campolungo stehen diese Gesteine in der Regel nicht hoch genug über den ehemaligen Gletscherwegen an, als dass sie auf dem Eis hätten transportirt werden können; und in der Grundmoräne wurden die losen Gesteine zermalmt. Ich entsinne mich, keinen wirklichen gletschertransportirten Dolomit- oder Rauchwackefindling in der Leventina gesehen zu haben, Massen dagegen, von Pizzo Lambro, von Piumogna NNO-wärts. Kleinere Geschiebe sind häufig in dem Canariaschutt, spärlich in der Cornonemoräne; Gerölle von Eigrösse findet man aber noch weit unterhalb Giornico im Tessin. Aehnlich verhält es sich mit dem Anhydrit von Villa, Airolo und dem Canariathal. Seine sehr leicht zu erkennenden Geschiebe trifft man nur spärlich unterhalb Stalvedro und wohl nie unterhalb Dazio. Die Anhydritgerölle der Canaria sind äusserlich stets frisch, denn die sich bildende Gypskruste wird ununterbrochen wieder entfernt, wobei das Volumen des Gerölles rasch abnehmen muss. Im Canariaschutt steckende Anhydritbrocken sind dagegen mit loser, geborstener Gypsschale umgeben, oft ganz und gar in zerreiblichen, nicht mehr transportfähigen Gyps zerfallen. An der Bildung der Gletschermergel mit ihren Lösskindeln, wovon im folgenden Kapitel die Rede sein wird, mögen übrigens neben dem Kalkglimmerschiefer zermahlener Dolomit und Rauhkalk Antheil haben. Dass Findlinge von krystallinischem Kalk auf dem Ceneripass 19 km weit aus dem Moësathal herbeigeführt sein dürften, wo solcher Kalk im Gneiss eingelagert vorkommt, wurde schon früher erwähnt. Der Glimmerschieferschutt des Pizzo Forno ist in den Terrassen an der Gribbiaccia localisirt. Aus ihrem weggeführten Material ist im Tessinthal ein Schuttkegel aufgebaut; und an demselben, aus dem feinsten Schlamm ein Thonlager abgesetzt.

Die Gneiss- und Glimmergneissblöcke auf dem Mte. Pelligrino und Ruvina bei Chironico entstammen ausschliesslich dem unteren Val Chironico; im Schutt des Mte. Pelligrino (Fig. 9 Taf. III. dieses Bandes) mischen sich damit Disthen-Glimmerschiefergeschiebe aus dem oberen Val Chironico, Gneiss und Glimmergneiss aus der Leventina; und in der Grundmoräne kommen endlich auch Gotthardgesteine zum Vorschein, wie schon früher erwähnt wurde.

Schliesslich sei als Beispiel für Ablagerung von Gletscherschutt nahe seinem Herkunftsort noch eine Moräne bei

Borgho Vico oberhalb Como erwähnt, deren Schichtung die Skizze 11 Taf. XX. (nahe westlich vom südlichsten Schacht des Olimpinotempels aufgenommen) verdeutlicht. Die groben Geschiebe der Schichten a und c, sowie das mergelige Cement der letzteren bestehen aus unterem Jurakalk, wie er wenigstens 12 km weit nordwestwärts in der Richtung nach dem Luganosee und 17 km nordostwärts entlang dem Westufer des Comosee's ansteht. Der Kies in c ist theils Kalk, theils Silicatgestein; ebenso der wenig verwaschene Sand und das Mehl in b. Dass diese Moräne einen von Nordwest, d. h. vom Luganosee und über den Mte. Ceneri, vorgeschobenen Gletscher angehört, scheint aus ihrer frontalen Lage vor dem Thalzug Laveggio - Breggia zwischen Lugano- und Comosee, sowie dem Schichtenwall gegen letzteren hervorzugehen; überdies liegt oberhalb des Tunnelschachtes, westlich vom Weg, ein „Findling von Fibbiagneiss?" (Notizbuch von 1877) und Porphyrfindlinge vom Luganersee sind noch bei Mendrisio häufig. „Granit"-Findlinge bei Como stammen nach v. Buch aus der Gegend von Chiavenna. Hätte die Moräne aber auch dem Comoseegletscher angehört, so wird dadurch die Thatsache nicht irritirt, dass der Schutt ganz überwiegend dem letzten Wegstück entnommen ist.

Als Beispiel abgerollten Grundmoränenschuttes (Rullstensgrus) seien die Ablagerungen im Thalboden vor Airolo und namentlich auf dem Tunnelbauplatz erwähnt. Im Lä der Rauwackenklippen auf dem linksseitigen Ufer streckte sich 300 m thalabwärts ein Ås [1]), 2—4 m über der flachen Einmuldung hervorragend, die ihn vom Thalgehänge trennte; nach dem Fluss steil abfallend. Derselbe besteht ganz überwiegend aus Bedrettogeschieben; einzelne Blöcke, zahlreiche kopf- bis eigrosse Rollsteine, Kies und Sand sind chaotisch gemengt; alles verwaschen, abgestossen und abgerollt; Kritzen sehr selten. Von der 10—15 m tiefen Grundmoräne, welche hier einst den ganzen Thalboden füllte, hat der Fluss das meiste weggeführt und nur einen an das linke Thalgehänge gelehnten, von den erwähnten Rauhwackenklippen gedeckten Schmitzen stehen lassen. Diese Grundmoräne bewegte sich offenbar als turbulenter Schuttstrom unter dem Gletscher. An wenigen Punkten ist blaugrauer, zäher Schlamm (Gletschermehl) eingelagert, welche am Thalgehänge in geschützten Becken abgesetzt, nachmals überschüttet wurde, und nun unregelmässige Nester bildet (Voreinschnitt der Tunnelcurve).

---

[1]) Behufs Gewinnung von Schotter und Sand ist der untere Theil grösstentheils abgegraben; auf dem oberen stehen Tunnelinstallationsgebäude; der Abhang thalwärts ist überschüttet.

Da der Rollsteinrücken über den später zu beschreibenden Seeablagerungen äusserlich hervorragt, so könnte es scheinen, als seien letztere von Grundmoräne bedeckt, welche, einem zweiten Gletscherstoss angehörend, zur Voraussetzung zweier Eiszeiten führen würde. In Wirklichkeit ist aber der Fuss der Grundmoräne von den Seesedimenten mantelförmig umlagert, und die oben abgespülten Theile sind im See unten vor wieder abgesetzt worden. Dadurch entsteht verschränkter Schichtenverband, welcher die zweierlei Bildungen sogar als gleichzeitige erscheinen lassen könnte, obwohl der See mit seinen Ablagerungen erst nach dem Gletscherrückzug, d. h. auf der Grundmoräne, denkbar ist. Ausgeschlossen bleibt aber nicht zeitweilige Ueberfluthung des Seeschlammes etc. mit Geschieben aus oberen, vielleicht noch vergletscherten, Thalregionen.

Aehnliche åsartige Ueberbleibsel von Grundmoränen im Thalboden sind mir unterhalb Airolo nicht bekannt. Dagegen wurden sie schon vom Leguana- und Vedeggiothal jenseits des Mte. Ceneri erwähnt. Im oberen Bedretto kommen einige undeutliche vor; vereinzelte, aber sehr deutliche im Reussthal vom Wyttenwasser bis Hospenthal. Ihre Bildung setzt eine mächtige Grundmoränendecke über dem Thalboden voraus und hinreichendes Gefälle desselben, dass der Fluss einschneiden und abtragen konnte. In engen, steil ansteigenden Thälern, welche der rasch fliessende Gletscher fegte, sind Grundmoränenanhäufungen nur während des Gletscherrückzuges verständlich; Rücken derselben blieben aber in der Thalmitte nicht wohl stehen, weil sie den Wasserweg theilen und noch mehr einengen würden. Ebenso wenig sind Åsar in breiten, ganz flach abfallenden Thalböden gewöhnlich, wie z. B. in der Riviera, wo der Fluss aufträgt und nicht in die Grundmoräne einschneidet.

Zum Schluss seien noch verwaschene Gletscherschuttanhäufungen im Reussthal, von Göschenen abwärts, erwähnt, welche die Thalgehänge bald als vernarbte Köpfe, bald als rüfige Halden 150 — 200 m hoch garniren und durch die Bahnbauten vielfach aufgeschlossen worden sind, besonders oberhalb Wasen. Mir scheinen dieselben Ueberbleibsel des unter dem Gletscher sich aufstauenden Schuttsromes (Grundmoräne), worin nachmals die Reuss ihr Thal bis zum gletschergeschliffenen Boden grub, und ihr jetziges enges Bett in letzteren hinein. [1]) Einige der gebliebenen Köpfe und schmalen Plateaus bei Wasen fallen übrigens nahezu in die Strandlinien-

[1]) Bei der „Mühle“ ca. 35 m tief in den moutonnirten Klippboden (850 m).

horizonte 1055, 951, 809. Sie lehnen sich fast stets an Klippsporen zwischen Hauptthal und Seitenthälern (z. B. Meyenreuss, Fellibach).

Unmittelbar auf dem geschliffenen Fels liegt in der Regel chaotische Moräne, verkittet durch wenig verwaschenen mehligen Sand, welcher auch schmitzenweise den Schutt durchgreift. (Horizontal geschichtetes Gletschermehl in der Kapitel 2 erwähnten Höhle am Leggisteintunneleingang, vor welcher Schutt auf abgeschliffener Klippunterlage.) Grössere Blöcke kommen vereinzelt vor, oder haufenweise an einzelnen Stellen. Das Bindemittel tiefliegenden, durchnässten, chaotischen Schuttes ist durch Eisenoxydul grünlich- oder bläulich-grau gefärbt; in höher belegenem, drainirtem, dem Luftzutritt zugänglichem von Eisenoxydhydrat rostgelb. Graue Färbung solcher Ablagerungen deutet übrigens auf organische Substanzen, durch welche das Eisenoxyd des Detritus erst reducirt wurde. Auf der chaotischen Grundmoräne liegt die geschichtete; mitunter aber auch unmittelbar auf dem geschliffenen Fels, besonders bei geringerer Mächtigkeit und hoher Lage über dem Thalboden. Auch sind chaotische Partieen regellos den geschichteten eingeschoben.

Die verwaschene Moräne besteht nebst Blöcken aus scharfem, grobem, gelbem und gebleichtem Sand. Die Bleichung schein auf Extraction der Eisenoxyde durch organische Säuren zu beruhen; das an anderen Stellen wieder abgesetzte Eisenoxydhydrat verursacht daselbst die intensivere Rostfarbe. Bis zu einigen Metern unter Oberfläche kommen Limonitknauer vor, und zu noch grösserer Tiefe papierdünne Blätter von Eisenoxydhydrat auf Schichtflächen des rothstreifigen Sandes. Das Schuttmaterial ist dem Gebiet des Finsteraarhorns entnommen; Urserngeschiebe sieht man nur ausnahmsweise.

Beachtenswerth scheinen erbsen- bis haselnussgrosse Stückchen von Holzkohle, die ich in den Anschnitten des obersten Stranges der Gotthardbahn oberhalb Wasen, etwa 1000 m ü. M., öfters, aber immer ganz vereinzelt, gefunden habe; stets im Sand, mitunter 5—10 m unter Oberfläche. Es ist sehr poröse, lockere Nadelholzkohle, oft von Vivianit gleichsam blau angehaucht. Holzbrände habe ich nicht gesehen, dagegen ein Stück Leggföhren- (oder Arven-) holz aus dem chaotischen Schutt am Ausgang des Kirchbergtunnels (ca. 870 m ü. M.). Diese Ueberreste beweisen, dass der Gletscherstrom keineswegs das Thal über die Baumgrenze hinaus füllte: zwischen seinem Rand und dem Schneefleckengürtel zog sich ein Waldsaum, möglicherweise bewohnt. Da nach Früherem die Gletscherdicke bei Göschenen, 4 — 5 km oberhalb Wasen,

700—800 m betrug, und da der (gletschergeschliffene) Thalboden bei Wasen etwa 870 m ü. M. liegt, so dürfte daselbst die Oberfläche des Gletscherstromes 1600 m Meereshöhe erreicht haben, so dass darüber noch Platz für einen 400 m hohen und etwa 600 m breiten Waldgürtel blieb, wenn wir die Waldgrenze in 2000 m annehmen. Unter solchen Verhältnissen scheint nicht das Vorkommen von Holz im Gletscherschutt auffällig, sondern die Seltenheit des Vorkommens.

Die Schichtung des verwaschenen Moränenschuttes ist nicht nur durch die erwähnte Streifung der Sandlagen angedeutet, sondern mehr noch durch den Wechsel von Sand-Kies-Geröll-Bänken, welche, ohne Ordnung ineinandergreifend, anschwellen und ausspitzen; im Ganzen aber wenig in der Thalrichtung abfallen stärker quer dagegen. Mantelförmige Schichtung, entsprechend den Oberflächencontouren der Moränenmamelons, ergaben die Aufschlüsse einiger Probeschlitze oberhalb Wasen; sie kann nur eine ganz superficielle Erscheinung neueren Datums sein, denn in den tieferen Bahnanschnitten war davon nichts zu merken.

Aehnliche Collisionen an der Oberfläche der Gletscherbildungen sind überhaupt nicht selten; besonders Wildbachschutt verwickelt sich oft dermaassen mit denselben, dass Unterscheidung der glacialen und postglacialen Aufschüttungen unmöglich sein würde, wenn man nicht den Fortgang der letzteren vor Augen hätte. Das in Fig. 12 skizzirte Profil eines Probeschlitzes über der Station Wasen (am obersten Strang der Bahnlinie, 34,087 km nach dem Project von 1875) zeigt z. B. wie der Sturzhaldenschutt eines noch lebendigen Wildbaches in die Schichtung verwaschenen Sandes eingreift, welcher äusserlich von dem beschriebenen Moränensand nicht verschieden ist, allenfalls unmittelbar auf Moräne liegt. In solchen Fällen dringen Steine des herbeigeführten Schuttes in die schmandige Unterlage ein, und Theile der letzteren werden in die Aufschüttung gequetscht.

In Fig. 13 ist schliesslich noch ein Profil der Sandgrube bei der Göschener Brauerei skizzirt, welche auf flachgeneigtem Wiesenboden etwa 1103 m ü. M. liegt, 13—14 m über dem Bett der Göschenen Reuss gerade vor. Die Reuss hat sich von da thalabwärts eine bis 40 m tiefe Schlucht in den Gneissboden gesägt, musste aber vorher breit und wüst auf dem Boden selbst fliessen. Dieser Periode dürften die Ablagerungen der Sandgrube angehören; sie sind also postglaciale Alluvionen an der Oberfläche der verwaschenen und geschichteten Grundmoräne; von dieser materiell nicht zu unterscheiden, stratigraphisch durch die Neigung der untersten Schichten

und ihre Beugung um den Granitblock (links) herum. Ohne Berücksichtigung der localen Verhältnisse dürfte es schwer sein zu entscheiden, ob eine derartige Ablagerung dem noch unter Eis wälzenden Gletscherbach zuzuschreiben ist, oder dem frei fliessenden Bach, der ein paar Kilometer thalaufwärts unter dem Gletscher hervorquoll. Deshalb setzte ich diese Skizze gleichsam als Fragezeichen hierher.

Die oberste 2—2½ m mächtige Schuttdecke scheint hauptsächlich von Lawinen etc. auf den feinen, dünn und eben geschichteten Sand geführt; und auch hier sind an der Grenze beiderlei Bildungen gleichsam ineinander verhakt. Sowohl im obersten Schuttlager als im Sand darunter kommt Limonit vor; äusserlich schlackig, im Innern oft concentrisch schalig mit Sandzwischenlagen; in unregelmässigen Butzen bis von Kopfgrösse. Form und Schalenstructur der Butzen erinnert zwar oft an Holz, unter dem Mikroskop sind aber keine Zellen wahrnehmbar; und diese ganze sehr jugendliche Ortbildung dürfte der Circulation humösen Wassers ihren Ursprung verdanken. Man kann oft Wurzelfaden sehen, welche aus der Humusschicht 2—3 m tief bis zu einem Limonitbutzen laufen. Nach dem Absterben hinterlassen sie Haarröhrchen mit dünnen Ockerwandungen: Zuführungscanäle für die Reagentien.

Im untersten, geneigtschichtigen Sandlager soll nach Aussage der Arbeiter Holz vorgekommen sein; ich habe es zwar nicht gesehen, glaube aber der Angabe, weil ein solches Vorkommniss hier noch weniger auffällig ist, als in der chaotischen Grundmoräne des Kirchbergtunnels. Von der tiefsten, unmittelbar auf geschliffenen Rundhöckern ruhenden Gletscherbildung, bis zu den obersten Gletscherbachablagerungen finden sich also Belege für eine superglaciale Föhrenwald-Vegetation.

---

Kurzgefasst führen die vorstehenden Beobachtungen und Betrachtungen über die Arbeitsfähigkeit der Gletscher, die Natur und Verbreitung der Gletschergebilde, zu dem Schluss, dass die Aushobelung von Thalsystemen und die Auskesselung grosser Seebecken aus dem Ganzen durch Gletscher unwahrscheinlich ist. Derselbe Gletscherstrom, welcher an der einen Stelle sein Bett vertiefte, konnte an einer anderen dasselbe auffüllen und erhöhen, und zwar mit seiner Grundmoräne, die nebst dem beim Gletscherrückzug bleibenden Schutt flache, hochgelegene Thalböden bildete. In diesen arbeitete das fliessende Wasser bis der status quo ante des Thales so ziemlich wieder hergestellt war; sägte sich auch tiefer in das Felsbett des ehemaligen Gletschers hinein. An den Gehängen gebliebene Streifen und Köpfe des hohen Grund-

moränenbodens erscheinen nun als Terrassenfragmente, und sie lösen z. Thl. die im Kapitel 2 gebliebenen Zweifel, zu welchen die Annahme führte, dass alle diese Terrassen Küstenbildungen des Meeres oder grosser Binnenseeen seien. (Die Strandlinien werden dadurch nicht touchirt.)

Die Auffüllung ganzer Thalstrecken mit Grundmoräne und hydrodynamische Nothwendigkeiten lassen einen Gletscherstrom, wenigstens in seinem Unterlauf, als eisbedeckten Schlammstrom erscheinen. Die Eisdecke ist zwar keineswegs unwesentlich; immerhin aber führt diese Anschauungsweise zu einer Vermittelung der älteren (Saussure, v. Buch, C. Escher, Sefström) und neueren Ansicht über das „Diluvium". Ein Schuttstrom, welcher meilenweit und -breit durch das Thal wälzt, ist in der That eine „petrodilaunische Fluth" (Sefström), trotz seiner Eismaske. Von früheren und jetzigen Ansichten über Dauer und Energie des Vorganges können wir zunächst absehen; solche Ansichten sind nicht ganz frei von der Willkür, womit man z. B. bei der Construction eines Profiles verschiedene Maassstäbe für Abscissen und Ordinaten wählen darf: das Profil wird verzerrt, aber deshalb nicht falsch.

Durch die Annahme, dass sich das Untergletschermaterial nicht nur gleitend, sondern auch wälzend fortbewegt, und zwar in einer Fluth von Wasser (nächst unter dem Eis), hören viele Merkmale auf charakteristisch zu sein, durch welche man Gletscherschutt, Stromschutt, Wildbachschutt etc. in allen Fällen unfehlbar unterscheiden zu können vermeint. Mit dieser Erkenntniss wird mancher stolze theoretische Aufbau wackelig, ohne dass deshalb sein gutes Baumaterial den Werth verliert.

Die Hauptmasse des Materiales für die Gletscherbildungen ist in der Regel nicht weit vom Herkunftsort wieder abgesetzt; doch darf man bei Beurtheilung dieser Frage nicht übersehen, dass durch neu hinzukommendes Material das von oben herbeigeführte so zu sagen verdünnt und weniger auffällig wird. Erratische Blöcke und das feinste Mehl der Gletschermilch wandern am weitesten.

Weder Beschaffenheit noch Lagerungsweise der im Vorhergehenden beschriebenen Gletscherbildungen liefern den Beweis für eine zweifache Eiszeit, deren Annahme einige schon im 2. Kapitel erhobene Bedenken beseitigen würde. Ich kann hinzufügen, dass auch die im folgenden Kapitel zu beschreibenden Seebildungen mit ihren Pflanzenüberresten keine Beweismittel dafür enthalten.

Für das Folgende sei daran erinnert, dass nach der Gletscherzeit das Bedrettothal durch den Moränenschuttkegel des Val Canaria bei Stalvedro abgeschlossen war, mag die Felsspalte daselbst schon vorhanden gewesen sein oder nicht. Dadurch

wurde der Airolosee aufgedämmt. Die jetzige Pforte aus der oberen in die mittlere Leventina durch den Mte. Piottino scheint nicht mit Gletschermaterial verlegt gewesen zu sein; und da nichtsdestoweniger in der oberen Leventina hinter Mte. Piottino ein See stand, so muss die Schlucht von Dazio nach der Gletscherzeit durch fliessendes Wasser ausgekolkt sein. Der Uebergang aus der mittleren in die untere Leventina (Biaschina) war mit Schutt aus dem Val Chironico (Mte. Pelligrino, Ruvina) versperrt; hinter diesem Damm stand in der mittleren Leventina der See von Lavorgo.

## 4. Ueber ein neues Spinnenthier aus der schlesischen Steinkohle und die Arachniden der Steinkohlenformation überhaupt.

Von Herrn F. Karsch in Berlin.

Hierzu Tafel XXI.

Seit Herm. v. Meyer in seiner Notiz über einen Skorpion aus dem Steinkohlengebirge (Mus. Senckenberg. I. 1834. p. 293) zu dem Resultate gelangte: „es ist also das Vorkommen von Arachniden im Steinkohlengebirge anzunehmen", sind aus der Steinkohlenformation mehrfache Reste sehr verschiedenartiger Formen dieser polymorphen Arthropodenclasse durch Buckland, Corda, Scudder, Meek und Worthen, Woodward und neuerdings durch Geinitz beschrieben und ist der Versuch gemacht worden, sie alle dem System der lebenden Arachniden einzuverleiben.

Aus der Steinkohle im Hangenden des 7. Flötzes der Rubengrube bei Neurode in Schlesien, aus sogenannten Schatzlarer (Saarbrücker) Schichten stammt auch eine kleine Anzahl dem Herrn Schumann in Dresden gehöriger und durch die Herren Dames und Weiss mir zur Bestimmung übermittelter Arthropodenreste, die alle einer und derselben Form anzugehören scheinen. Gesammelt wurden die Stücke nach der Mittheilung des Herrn Weiss von Herrn Obersteiger Völkel, dem Leiter der Grube, der seit vielen Jahren mit grösster Sorgfalt Alles sammelt, was dort vorkommt und sehr viel Ausgezeichnetes zu Tage gebracht hat. Unter anderen thierischen Resten daselbst befindet sich *Arthropleura armata* Jordan; Herr Weiss hat auch einen ziemlich grossen Zahn von dort. Da ich das Thier für generisch und specifisch neu erachte, so möge es zu Ehren seines Entdeckers den Namen *Anthracomartus Völkelianus* führen.

Alle vorliegenden Stücke zeigen deutliche Sonderung eines gliedmaassentragenden Kopfbruststücks und eines gliedmaassenlosen Hinterleibes. Alle Stücke, welche die Bauchseite des Thieres darzustellen scheinen, entbehren fast völlig scharf ausgeprägter und mit dem Stamm in Zusammenhang stehender

Gliedmaassen, während das einzige, den Rücken des Thieres repräsentirende Stück auf der linken Seite die Ansätze von 5 deutlichen Gliedmaassen erkennen lässt, deren 4 hinterste, mit 3—4 scharf abgeschnürten Gliedern versehen und alsdann plötzlich abgebrochen, sich als stämmige Beine kundgeben, der vorderste, dünnere Stammanhang dagegen einen Taster darzustellen scheint. Ein wohlerhaltenes linkes Bein eines ventralen Abdrucks lässt mit Deutlichkeit 5 Glieder, 3 kürzere basale und 2 längere Endglieder erkennen.

Aus den bezeichneten Eigenthümlichkeiten ergiebt sich schon die Hingehörigkeit des Thieres zu den Arachnoideen, und die ausgesprochene Segmentirung des Hinterleibes verweist es zu den arthrogastrischen Formen, zu denen auch alle übrigen, bis jetzt aus der Steinkohlenformation bekannt gewordenen Arachnoideen gehören. Die Identität beider Reste, von denen die Bauchseite Taf. XXI. Fig. 1, die Rückenseite Fig. 2 dargestellt ist, vorausgesetzt, zeigt nun der Hinterleib eine auf Bauch- and Rückenfläche numerisch übereinstimmende Segmentirung des Integumentes, zwar so, dass dem Rücken 7 in der Längsrichtung des Körpers ungetheilte Querabschnitte zukommen, die 7 Segmentabschnitte der durch eine wahrscheinlich weiche Verbindungshaut mit der Rückenplatte zusammenhängenden Bauchplatte dagegen durch 2 in der Längsrichtung des Körpers mit doppelter zur Mittellängslinie des Leibes convexer Bogenkrümmung, deren vordere schwächer gebogene den 4 vordersten, deren hintere stärker gebogene den 3 hintersten Abschnitten angehört, verlaufende Nähte in je 3 Querabschnitte, ein breiteres Mittelfeld und 2 schmälere Seitentheile zerfallen, die sich nach dem Hinterende des Körpers nach und nach verjüngen. Das Mittelfeld des End- oder Analsegmentes ist fast quadratisch, seine Seitentheile dreieckig, und in der Mitte des Mittelfeldes erkennt man bei allen Exemplaren mit Deutlichkeit den queren Afterschlitz. Der Vorderleib oder Cephalothorax stellt sich, von der Bauchseite gesehen, als subpentagonal dar, ist etwas länger als breit, während derselbe vom Rücken betrachtet nach vorn hin bedeutend verschmälert auslaufend, mit stumpf ausgezogener Schnauze endigt und an den Seiten der Zahl der beinförmigen Gliedmaassen entsprechende Ausschnitte des Randes besitzt. Die bei allen Stücken übereinstimmende Leibeslänge beträgt 18 mm, von denen 7 auf den Cephalothorax fallen; die höchste Breite dieses misst 6 mm, die höchste des Abdomen 10 mm. Das ganze Integument des Körpers ist durchaus glatt und entbehrt jeglicher Körnelungen und grubenartigen Vertiefungen.

Bei einer selbst oberflächlichen Vergleichung der vorliegenden Form mit den bereits publicirten fossilen Arachnoideen

kann nur der gleichfalls glattleibige, der Granulirung des Integumentes ermangelnde *Architarbus* Scudder (Report on the Geological Survey of Illinois, Vol. III. 1868. pag. 568) aus der Steinkohlenformation von Illinois (U. S.) und Lancashire (England) in Frage kommen; doch lässt sowohl *Architarbus rotundatus* Scudder (l. c. und Woodward, The Geolog. Magazine, 1872. IX. pag. 386. t. IX. f. 2) als auch *A. subovalis* Woodw. (Geol. Mag., 1872. IX. pag. 387. t. IX. f. 1 a u. b) eine dem *Anthracomartus* gleiche Absonderung der Ränder des Körperstammes in einen Vorder- und Hinterleib vollständig vermissen. Der Hinterleib beider *Architarbus*-Arten erscheint aus 8 Segmentabschnitten zusammengesetzt, die beim *rotundatus* sämmtlich durch 2 Langnähte in 3 Felder zerfallen, während sich die Dreifelderung bei *subovalis* auf die 3 letzten Segmentabschnitte des Abdomen beschränkt.[1])

Bezüglich der hier genannten beiden Formengruppen der arthrogastrischen Arachnoideen, von denen zu den nichtarthrogastrischen, speciell den Araneideen, die Familie der *Liphistioidae*, mit dem auf der Insel Pinang lebenden einzigen *Liphistius desultor* Schioedte und einer gleichfalls der Steinkohlenformation angehörenden, dem Steinkohlengebirge Oberschlesiens eigenthümlichen Form, der *Protolycosa anthracophila* Rœmer (Leonhard u. Bronn, Jahrb. f. Mineral. 1866. pag. 136—143. t. III.) den directen Uebergang vermittelt, möchte sich eine analoge Form unter den lebenden Arthrogastren nicht auffinden lassen; ebensowenig scheint mir dieses in Bezug auf *Curculioides Prestvici* Buckland möglich zu sein, ein von ihrem Entdecker als Coleopteron angesehenes, von Woodward richtig als Arachnoidee gedeutetes, aber ohne zwingende Gründe in *Eophrynus* (nicht *Euphrynus*, wie die Lethaea geognostica palaeozoica Rœmer's, Atlas, Stuttgart, f. 12 will) umgetauftes Fossil aus der Steinkohlenformation von Dudley (Woodward) und Coalbrookdale (Buckland, Bridgewater Treatise t. 46. f. 2; Trans. Geol. Soc. 1840, sec. ser., vol V. pag. 413; Woodward, Geolog. Magaz. 1871. VIII. pag. 385. t. XI.). Dieses merkwürdige Thier hat nach meinem Dafürhalten weder mit den Phryniden noch den Pedipalpen überhaupt das geringste gemein. Eine directe Analogie mit lebenden Formen ist nur für die

[1]) Bemerken möchte ich hier, dass der lebende „*Phrynus reniformis*“, den Woodward (Geol. Mag. 1872. IX. pag. 387. t. IX. f. 3) zum Vergleich mit *Architarbus* und *Eophrynus* herbeizieht, weder *Phrynus reniformis* Linn., noch Pallas darstellt, sondern *Tarantula (Phrynus) palmata* Herbst und eine Copie aus Cuvier's Le Règne animal pag. 72. t. 16 ist: diese stellt sich als die vorzüglichste Abbildung des Thieres überhaupt dar, da hier zum ersten Male die Gliederung der Beine des hintersten Paares das naturgemässe Verhalten zeigt.

echten Scorpione und für die sehr interessante Arachnidenform erfindlich, welche GEINITZ in diesem Bande dieser Zeitschrift p. 238. t. XIV. als *Kreischeria Wiedei* GEIN. aus der Sigillarienzone der Steinkohlenformation von Zwickau (Sachsen) beschrieb und abbildete. Dieses merkwürdige, von GEINITZ in die Nähe des *Eophrynus* und nach dem Vorgange WOODWARD's mit *Eophrynus* zu den *Pseudoscorpiones* (Ordo *Chelonethi*) gestellte Thier, von diesen aber zweifelsohne sowohl im Totalhabitus als im einzelnen Bau abweichend und namentlich auch durch die im Verhältniss zu den lebenden Formen immense Körpergrösse im Bereiche dieser Thierordnung ganz isolirt dastehend, zeigt vielmehr so augenfällige Aehnlichkeit mit den lebenden Troguliden unter den *Opiliones*, dass man dasselbe wohl als den *Protogulus* bezeichnen könnte. Diese Analogie beschränkt sich nicht auf die allgemeine Körpergestalt, auf die bei der Betrachtung vom Rücken her unsichtbaren, bei den lebenden Formen unter dem kapuzenartig gewölbten Kopfvorsprung verborgenen Palpen und Kieferfühler und die eigenartige Ausbildung der breiten Seitenplatten des Abdominalrückens, sondern erstreckt sich auch auf die Skulptur, die identische dichte Granulation des ganzen Körperintegumentes, die Lage des Augenhügels, ja sogar auf die im Verhältniss zu den übrigen Beinpaaren bedeutend verlängerten Trochanteren des hintersten Paares der beinförmigen Gliedmaassen. Die lebenden mittelgrossen Formen dieser Gruppe der *Opiliones* sind niedrig organisirte Wesen und leben im Moose der Wälder, woselbst sie sich gern in sumpfige Stellen eingraben.

Der Versuch, die aus der Steinkohlenformation bis jetzt bekannt gewordenen Arachnoideen unter möglichster Berücksichtigung der lebenden systematisch zu gruppiren, würde also folgendes Resultat ergeben:

### I. Ordn. *Araneae.*

Körperstamm aus 2 Segmentgruppen zusammengesetzt, deren vordere (Vorderleib, Kopfbruststück) ungegliedert ist, deren hintere (Hinterleib, Abdomen), bauchwärts ungegliedert, höchstens eine segmentirte Rückenplatte bildet.

Fam. *Liphistioidae* THOR.
(Subordo *? Tetrasticta.*)
Mit segmentirtem Abdominalrücken.
*Protolycosa anthracophila* RŒM. (Schlesien).

### II. Ordn. *Opiliones.*

Körperstamm 1 bis 2 Segmentcomplexe bildend, rücken- und bauchwärts stets in Segmente zerfallend.

Fam. *Troguloidae.*

Rückensegmente des Hinterleibes mit je 3 Querfeldern; Palpen und Kieferfühler (Mandibulae) von oben her nicht sichtbar.

*Kreischeria Wiedei* GEIN. (Sachsen).

III. Ordn. *Anthracomarti* nob.

Körperstamm 2 Segmentcomplexe formirend; Vorderleib ungegliedert, Hinterleib gegliedert; Palpen von oben her sichtbar.

Fam. *Architarboidae* nob.

Zahl der Segmente des Hinterleibes auf Rücken und Bauch die gleiche; Integument glatt.

*Architarbus* SCUDDER mit *rotundatus* SCUDDER (Illinois) und *subovalis* WOODW. (Lancashire), sowie *silesiacus* ROEM. (Schlesien): Cephalothorax und Hinterleib seitlich nicht abgesetzt.

*Anthracomartus* nob.: Cephalothorax und Abdomen seitlich scharf abgesetzt.

*A. Völkelianus* nob. (Schlesien).

Fam. *Eophrynoidae* nob.

Zahl der Rücken- und Bauchsegmente des Abdomen nicht übereinstimmend, die des Rückens die grössere; Integument gekörnelt.

*Curculioides Prestvici* BUCKLAND.

IV. Ordn. *Scorpiones.*

Körperstamm in 3 Segmentgruppen zerlegt, Cephalothorax ungegliedert, Abdomen gegliedert und mit einem gegliederten Schwanzanhang (Cauda) ausgestattet.

*Eoscorpius anglicus* WOODW. (England) und *carbonarius* MEEK u. WORTHEN (Illinois); *Microlabis Sternbergi* CORDA, *Cyclophthalmus senior* CORDA (Böhmen), *Mazonia Woodiana* MEEK u. WORTHEN. (Illinois).

---

Die Charaktere der hier neu behandelten Art, in Kürze zusammengefasst, ergeben nachfolgende Diagnosen:

*Anthracomartus* nov. gen.

Truncus bipartitus, cephalothorax haud segmentatus, abdomen et supra et subter plicis 6 in septem segmenta partitum, segmenta ventralia sulcis longitudinalibus duobus tripartita, area intermedia segmenti ultimi aeque fere lata ac longa, apertura anali transversa subelliptica praedita; pedes crassi, ? quinque-articulati.

*Anthracomartus Völkelianus* nov. spec. Integumentum corporis glabrum, sculptura carens, margo posticus segmenti ventralis abdominalis primi subrecta, secundi parum curvata, tertii, quarti, quinti magis magisque curvata, sexti semicircularis. Long. corp. 18 mm, abdom. 11 mm, latitudo 6—10 mm. Long. pedum ca. 12 mm.

Inventum e regione carbonaria Silesiae.

---

## 5. Ueber einige glaciale Druckerscheinungen im norddeutschen Diluvium.

Von Herrn Felix Wahnschaffe in Berlin.

Je eingehender man sich mit dem Studium der Einzelerscheinungen unserer Diluvialablagerungen beschäftigt und dieselben auf ihre Entstehung prüft, um so klarer und verständlicher enthüllt sich dem Blicke das Bild der grossen Inlandeisbedeckung. Diese an mir selbst gemachte Erfahrung wurde durch Forschungen gewonnen, welche sowohl gelegentlich der geognostischen Aufnahmearbeiten in der Umgegend Berlins, als auch auf einigen zu diesem Zwecke unternommenen Reisen angestellt wurden und darauf hinausgingen, die Wirkungen des Gletscherdruckes in verschiedenen Theilen des norddeutschen Flachlandes nachzuweisen. Da die Resultate dieser Untersuchungen geeignet sein dürften, neue Beiträge für den Nachweis der Torell'schen Inlandeistheorie zu liefern, so sollen sie hiermit der Oeffentlichkeit zur weiteren Prüfung übergeben werden.

Die beobachteten Erscheinungen sind Schichtenstörungen in Diluvialablagerungen und in einer älteren mit ihnen in einem derartigen Zusammenhange stehenden Gebirgsart, dass die Störungen in derselben ebenfalls während der Diluvialzeit stattgefunden haben müssen.

Derartige Phaenomene sind bereits verschiedentlich zum Gegenstand eingehender Untersuchung und Beschreibung gemacht worden. Während man in Skandinavien, Dänemark und Grossbritannien schon lange geneigt war, dieselben als glaciale Druckwirkungen anzusehen, war es bei uns zuerst und vor allen Dingen das Verdienst Credner's [1]), an vortrefflichen Beispielen aus dem nordwestlichen Sachsen und den angrenzenden Landstrichen nachgewiesen zu haben, dass die dort im Untergrunde des Geschiebelehms auftretenden Schichtenstörungen nur auf die mechanische Einwirkung des skandinavisch-norddeutschen Inlandeises auf seinen Untergrund zurückzuführen sind. In der Einleitung des betreffenden Aufsatzes hat Credner die meisten aus der Literatur bekannt gewordenen analogen Erscheinungen eingehend besprochen und muss ich daher, um Weiterungen und Wiederholungen zu

[1]) Diese Zeitschrift 1880. Bd. XXXII. pag. 75.

vermeiden, sowohl hierauf, als auch auf den darauf bezüglichen Abschnitt in dem mit umfassender Literaturkenntniss geschriebenen Werke K. A. Lossen's [1]): „Der Boden der Stadt Berlin" verweisen.

Meine nachstehend mitgetheilten Beobachtungen wurden am geschiebefreien Thon bei Herzfelde und Hennickendorf, am Fayence-Mergel bei Lupitz in der Altmark und an der Rügenschen Kreide bei Sassnitz gemacht und sind die letzteren als ein kleiner Beitrag zu den seiner Zeit von Johnstrup [2]) auf Rügen und Möen ausgeführten Untersuchungen aufzufassen.

## I. Schichtenstörungen im Unteren Diluvialthon bei Herzfelde und Hennickendorf.

Nordöstlich von den Rüdersdorfer Kalkbergen, in dem Gebiete, wo die Sectionen Rüdersdorf, Alt-Landsberg, Straussberg und Kagel aneinanderstossen, ist eine zum Unteren Diluvium gehörige Thonablagerung verschiedentlich durch tiefe Gruben aufgeschlossen. Wer am Ostrande des Alvenslebenbruches, von dem durch das Vorkommen von Glacialschrammen und Riesentöpfen so bekannt gewordenen Punkte aus, mit dem Blicke der Abdachung des Terrains nach Norden und Osten folgt, der bemerkt bei der am Stienitz-See gelegenen Besitzung des Herrn Oppenheim, vor allem aber in der nächsten Umgebung von Herzfelde und Hennickendorf eine grössere Anzahl rauchender Schornsteine, welche bekunden, eine wie lebhafte Ziegelindustrie das Auftreten dieser Thonablagerung in besagter Gegend hervorgerufen hat. Ueber die Erstreckung und Ausbildung derselben geben die von H. Eck [3]) mitgetheilten Tiefbohrungen, welche theils von der königl. Berginspection zu Rüdersdorf zur Auffindung von Braunkohlen, theils von Herrn Rittergutsbesitzer Oppenheim zur Feststellung der Verbreitung des Thonlagers ausgeführt worden sind, genügenden Aufschluss.

Die von Eck nach diesen Bohrungen berechnete Gesammtmächtigkeit des „Glindower" Thones schwankt in der Umgend von Rüdersdorf zwischen 17—120 Fuss. Werden die in der äussersten Peripherie um Herzfelde und Hennickendorf gelegenen Bohrpunkte, in welchen der Thon getroffen wurde, durch gerade Linien verbunden, so wird von diesen ein Gebiet von nahezu einer Quadratmeile umschlossen. Nach dem Muschelkalk zu geht der Thon überall aus, auch ist er in dem

---

[1]) Siehe daselbst pag. 866—880.

[2]) Diese Zeitschrift 1874. Bd. XXVI. pag. 533.

[3]) Heinrich Eck, Rüdersdorf und Umgegend, Abhandl. z. geolog. Specialkarte von Preussen etc. Bd. 1. Heft 1.

am Wege von Tasdorf nach Grünelinde gestossenen Bohrloch No. 17 [1]) nicht angetroffen, weil dort der Septarienthon bereits in der verhältnissmässig geringen Teufe von 126 Fuss erbohrt wurde, sodass derselbe wahrscheinlich als eine Kuppe zur Zeit der Ablagerung des Diluvialthones schon herausgeragt haben wird. Nachstehend sind die Resultate einiger Hauptbohrungen zusammengestellt, welche die Verschiedenheit in der Mächtigkeit des Thones sowie das Hervortreten desselben in ebenso verschiedenen Meereshöhen erkennen lassen.

| Lage des Bohrloches. | Ungefähre Höhe des Punktes über dem Ostseespiegel. | Mächtigkeit d. den Thon überlagernden Schichten. | Mächtigkeit des Thones. | Lage d. Oberkante des Thones im Verhältniss zum Ostseespiegel. |
|---|---|---|---|---|
| | Fuss | Fuss | Fuss | Fuss |
| Nordwestl. von der Schäferei Tasdorf, Sect Alt-Landsberg . . . . . . | 160 | 195 | 170 | -35 |
| An der Ostbahn nördl. von Hennickendorf, Sect. Straussberg . . . . . | 120 | 18 | 20 | +102 |
| Südl. von der Unterförsterei Schmalenberg, Sect. Kagel . . . . . . . . | 120 | 81 | 42 | +39 |
| Bei der Unterförsterei Schmalenberg, Sect. Kagel . . . . . . . . . . | 120 | 59 | 78 | +61 |
| Bei Alt-Buchhorst, Sect. Kagel . . . | 120 | 65 | 44 | +55 |
| Bohrloch No. 18 [1]), Dorf Rüdersdorf, Sect. Rüdersdorf . . . . . . . | 215 | 264 | 17 | -49 |

Hieraus folgt, dass die Grenzflächen zwischen den einzelnen Ablagerungen, wie auch Eck bemerkt, stark wellenförmig entwickelt sein müssen, wenn man nicht annimmt, dass hier verschiedene Thonbänke im Unteren Diluvium übereinander vorkommen [2]), sondern dass der Glindower Thon bei Rüdersdorf ein bestimmtes Niveau bezeichnet, mithin als gleichzeitige Bildung in einem ruhigen Süsswasserbecken abgesetzt wurde. Der Wechsel in der Mächtigkeit der Thonablagerung kann darauf beruhen, dass der Boden des Seebeckens an sich bereits eine wellige Oberfläche besass, so dass die thonigen Theile sich

---

[1]) Die Nummern beziehen sich auf die Geognostische Karte der Umgegend von Rüdersdorf, entworfen von H. Eck.

[2]) Ein Sichauskeilen der Thonbänke, sowie ein Vertretensein derselben durch geschichtete Sande kann in vielen Fällen einen Grund für die wechselnde Mächtigkeit der Ablagerung abgeben. Vergleiche die wichtigen Beobachtungen Lossen's, mitgetheilt in: „Der Boden der Stadt Berlin" pag. 870, 971 ff.

naturgemäss an den tiefsten Stellen anhäufen mussten. Sodann mögen aber auch grosse Theile der Ablagerung späterer Erosion zum Opfer gefallen und ausserdem durch Aufpressungen und Druckerscheinungen, auf welche im Folgenden näher eingegangen werden soll, in ihrer ursprünglichen Lagerung gestört sein.

Bemerkenswerth ist noch der Umstand, dass die Oberkante des Thonlagers in dem höheren Terrain den Bohrungen zufolge relativ tiefer liegt, als in dem niedriger gelegenen, so dass die Schichten nach dem Hochplateau zu etwas einzufallen scheinen.

Das Gebiet, welches seiner schönen Aufschlüsse wegen unser Interesse vorzugsweise in Anspruch nehmen soll, liegt südöstlich vom Stienitz-See in der unmittelbaren Umgebung der Dörfer Herzfelde und Hennickendorf. Im Süden des erstgenannten Ortes befinden sich zwei grosse Thongruben zur Linken des nach Fangschleuse führenden Landweges, von denen die südliche dem Herrn Liebermann, die nördliche dem Herrn Amtsvorsteher Schultz gehört. Die ungefähre Meereshöhe dieses sowie des nördlich Herzfelde gelegenen Grubengebietes wird nach meiner Schätzung 165—180 Fuss betragen. Im Norden des Dorfes ist es von den dort befindlichen Gruben hauptsächlich diejenige des Herrn Mannheimer, sowie im Nordosten die zum Rittergut Rüdersdorf gehörige Grube des Herrn Oppenheim, welche nachstehend besprochen werden sollen. Die Gruben bei Hennickendorf liegen ziemlich nahe am Stienitz-See. Das dortige Diluvialgebiet besitzt eine ungefähre Meereshöhe von 135—150 Fuss.

Die in allen Thongruben der unmittelbaren Umgebung von Herzfelde zu oberst befindliche Diluvialablagerung wird durch typischen Geschiebemergel mit seinen Verwitterungsproducten, dem Lehm und lehmigen Sande gebildet. Nach den von mir auf Section Rüdersdorf [1]) ausgeführten Aufnahmen möchte ich denselben trotz seiner verhältnissmässig viel tieferen Lage, als sie z. B. der circa 70 Fuss höher gelegene Obere Diluvialmergel am Ostrande des Alvenslebenbruches besitzt, zum Oberen Diluvium rechnen, da ich auf genannter Section durch Bohrversuche und Aufschlüsse nachweisen konnte, dass sich der Obere Diluvialmergel dem welligen und vom Alvenslebenbruche aus nach Ost und Nord abfallenden Terrain deckenartig anschmiegt. Um hier jedoch jedes Missverständniss zu vermeiden, hebe ich ausdrücklich hervor, dass die Diluvial-

---

[1]) Vergl. Section Rüdersdorf im Maassstab 1:25,000 unter Benutzung der Eck'schen und Orth'schen Aufnahmen im Nordost-Viertel geognostisch und agronomisch bearbeitet von F. Wahnschaffe 1881 und 1882. (Im Druck befindlich.)

ablagerungen an die nach Nord einfallenden Schichten des Muschelkalkes discordant angelagert sind.

Die Mächtigkeit des in den Gruben von Herzfelde aufgeschlossenen Geschiebemergels beträgt durchschnittlich 2—3 m. Er ist in sich völlig ungeschichtet, von gelblicher Farbe und führt neben einzelnen grösseren viele haselnuss- bis faustgrosse Geschiebe, welche in regelloser Vertheilung durch seine ganze Masse zerstreut sind. Als besonders häufig sind zu nennen: schwarze Feuersteine, Granite, Gneisse, weisse Scolithes-Sandsteine und rothe Dalaquarzite. Ebenfalls wurden vereinzelte Kreidebruchstücke und Elfdalenporphyre darin aufgefunden, jedoch nirgends ein Stück vom Rüdersdorfer Muschelkalk. Versteinerungsführende silurische Kalke scheinen äusserst selten zu sein. Fossile Thier- und Pflanzenreste aus der Diluvialzeit fehlen vollständig.

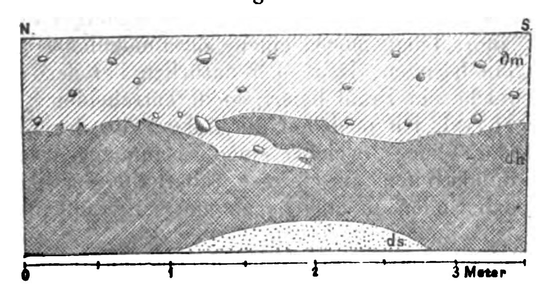
Unter dem Geschiebemergel folgt der „Glindower" Thon entweder direct, oder er ist noch durch mehr oder weniger mächtige Sandschichten von ersterem getrennt. Die Thonablagerung ist nach der Tiefe zu ziemlich gleichmässig ausgebildet und wird nur in ihrem obersten Theile durch kleinere zwischengelagerte Sandschichten unterbrochen. Dadurch dass der Geschiebemergel eine gelbliche Farbe und eine mehr sandige Beschaffenheit besitzt, der Thon dagegen dunkelblaugrau und oft sehr fett ist, heben sich die beiden Ablagerungen äusserst scharf von einander ab und lassen auch nicht den geringsten Zweifel darüber aufkommen, dass wir es hier mit zwei völlig verschiedenen Bildungen zu thun haben.

Die Ablagerungen unterhalb des Geschiebemergels zeigen sich im Allgemeinen nicht mehr in ihrer ursprünglich horizontalen Schichtung, in der sie abgesetzt wurden, sondern sind durch spätere Druckwirkungen in sehr auffälliger Weise verändert worden. *Die Druckerscheinungen sind zweifacher Art* und müssen, wie ich im Folgenden nachzuweisen versuchen werde, auch *auf zwei verschieden wirkende Ursachen* zurückgeführt werden. Die eine Art dieser Druckwirkungen zeigt sich nur *unmittelbar unter dem Geschiebemergel in den obersten Schichten des Thones oder des ihn überlagernden Sandes*, im Fall derselbe noch vorhanden ist, die andere Art dagegen tritt *innerhalb des ganzen Thonlagers*, soweit dasselbe durch Gruben aufgeschlossen ist, auf.

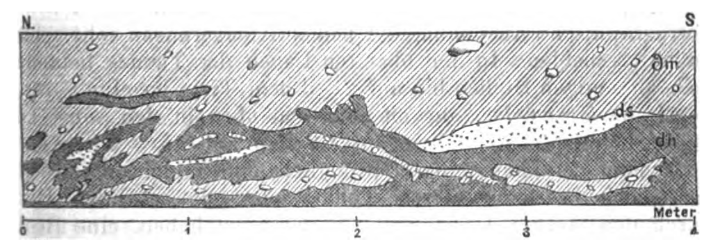
Es werden sich diese Erscheinungen am besten an der Hand der beigefügten Profile erläutern lassen. Zuvor sei bemerkt, dass sämmtliche Gruben bei Herzfelde rechtwinkelige Vertiefungen darstellen und dass durch den terrassenförmig betriebenen Abbau sich dem Beschauer nach allen vier Himmelsgegenden hin senkrechte Steilwände darbieten, wodurch ein ge-

naues Studium aller Details ermöglicht wird. Die Profile, welche an frisch abgeschürften Grubenwänden von mir beobachtet und mit möglichster Genauigkeit gezeichnet wurden, bilden eine Auslese unter den dort ausserordentlich zahlreich vorkommenden Schichtenstörungen.

Figur 1.




Figur 2.




Figur 1 und 2. Ausschnitte aus der östlichen Steilwand der Thongrube des Herrn SCHULTZ in Herzfelde.

∂m Oberer Diluvialmergel (Geschiebemergel). dh Unterer Diluvialthon ds Unterer Diluvialsand

Die Profile Fig. 1 und 2 stellen Ausschnitte aus der östlichen Wand der Grube des Herrn Amtsvorstehers SCHULTZ dar. Die obere Begrenzungslinie derselben ist von der Oberfläche 2 m entfernt, so dass der Geschiebemergel (∂m) mit dem Lehm und lehmigen Sande hier eine Mächtigkeit von $2^1/_2$ bis 3 m besitzt. Unter demselben folgt im Profil Fig. 1 eine 1 m mächtige Thonschicht (dh), welche von der compacten auf 10—12 m aufgeschlossenen Hauptbank durch eine linsenförmige Einlagerung von sehr feinkörnigem, weissen Sande (ds) getrennt wird. Diese Sandschicht fehlt im Profil Fig. 2, oder ist durch den auf der rechten Seite befindlichen Sandstreifen vertreten, so dass dann die obere Thonbank dort als völlig zerstört zu betrachten ist. Bemerkenswerth ist in beiden Profilen das auf

1 — 2 m Länge stattfindende apophysenartige Eingreifen des Geschiebemergels in den Thon, für dessen Entstehung wohl Niemand die Annahme eines bedeutenden Druckes in Abrede stellen wird.

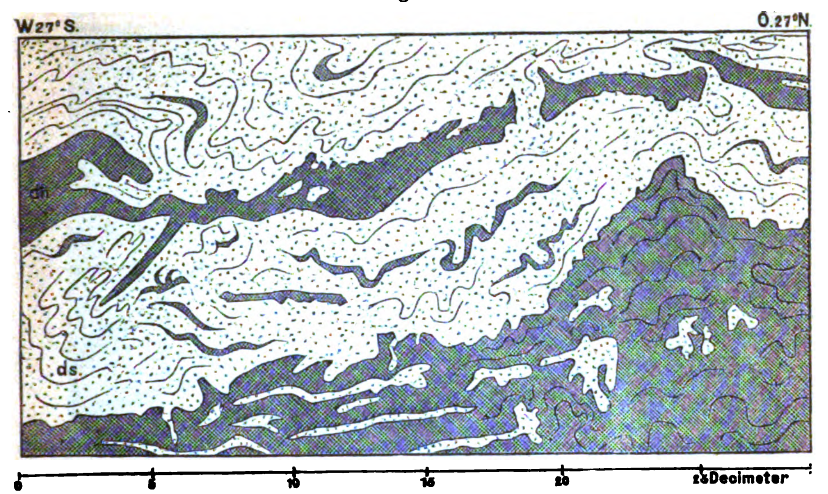
In Fig. 2 zeigen sich ausserdem sowohl fetzenartige, langgezogene Stücke von Geschiebemergel, welche abgesondert im Thone, als auch abgerundete oder linsenförmige Bruchstücke von Thon, welche abgesondert im Geschiebemergel liegen. Ob dieselben zum Theil noch einen Zusammenhang mit dem Muttergestein besitzen, lässt sich natürlich bei der einseitigen Ansicht, welche ein Profil liefert, nicht entscheiden. Aufmerksam machen will ich noch auf die linke Seite der Fig. 2, wo der Theil der Thones, welcher einen zusammengedrückten und gerollten Sandstreifen umschliesst (oberhalb der gangartigen Figur), nach Süden zu umgebogen und mitgeschleppt zu sein scheint.

An einigen Stellen der Grube lagerte der Geschiebemergel direct ohne Sandzwischenlagerungen auf dem Thon. Die Grenze zwischen denselben war dann etwas unregelmässig wellig, jedoch durch die verschiedene Farbe und die abweichende petrographische Ausbildung der beiden Ablagerungen sehr scharf zu unterscheiden. In den obersten Lagen des Thones befanden sich an einigen Stellen bis auf 2—3 dcm Tiefe haselnussgrosse nordische Geschiebe, die offenbar von oben in den sonst fast geschiebefreien Thon hineingepresst sein müssen. Nach oben zu scheint der Thon seine ursprünglich feine Schichtung, welche sich noch in dem unteren Theile sehr gut erkennen lässt, durch den starken Druck völlig verloren zu haben, eine Beobachtung, die auch von TORELL an den Thonen der Insel Hven gemacht und von DAMES [1]) mitgetheilt worden ist.

Fig. 3 zeigt einen Ausschnitt aus der nördlichen Steilwand der Thongrube des Herrn LIEBERMANN. Ueber der oberen Linie dieses Profils folgt von der Oberfläche an gerechnet zuerst Geschiebelehm von $1\frac{1}{2}$ m Mächtigkeit und darunter $\frac{1}{2}$ m mächtiger, feiner, geschichteter Diluvialsand. Die gewundenen und gebogenen Schichten desselben werden von dem Geschiebemergel in einer fast horizontalen geraden Linie scharf abgeschnitten. Interessant sind in diesem Profil die ausserordentlich mannigfaltigen Biegungen, Stauchungen und Zusammenschiebungen, welche die Sandschichten und die denselben eingelagerten dünnen Thonbänkchen erfahren haben. Dass die Oberfläche des Thones durch gewaltigen Druck zusammengeschoben sein muss, beweisen die abgerundeten, drusenförmigen Sandnester, welche ursprünglich als horizontale

[1]) Diese Zeitschrift 1881. Bd. XXXIII. pag. 408.

Figur 3.



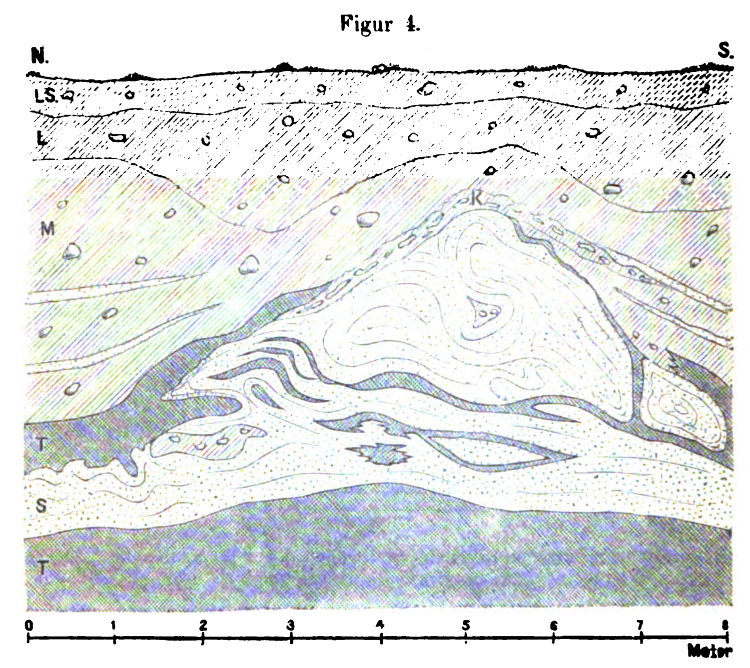

Ausschnitt aus der nördlichen Steilwand der Thongrube des Herrn LIEBERMANN in Herzfelde.

dt Unterer Diluvialthon. ds Unterer Diluvialsand.

Schichten dem Thon eingelagert waren. Dass aber dieser Druck von oben her erfolgt ist, davon legt die horizontale Schichtung des Thones, welche auf einen Meter Tiefe unter der unteren Grenzlinie der Fig. 3 beobachtet wurde, ein sicheres Zeugniss ab.

Die Profile Fig. 4 und 5 (p. 570 u. 571) sind der nördlich von Herzfelde gelegenen Thongrube des Herrn MANNHEIMER entnommen. Das erstere zeigt die den Thon überlagernden Schichten von der Oberfläche ab bis auf die zusammenhängende, auf ungefähr 10 m Tiefe aufgeschlossene Hauptbank, während das andere nur einen Ausschnitt aus der nämlichen Grubenwand darstellt und das Hauptthonlager erst unter dem parallel geschichteten Sande (unten links auf Fig. 5) folgt. In Fig. 4 bemerkt man in der Mitte des Diluvialsandes gerade unterhalb der höchsten Erhebung desselben ein völlig isolirtes Stück Geschiebemergel. Da die Sandschichten dieses Stück völlig umschliessen und sich seinen Conturen in zahllos sich wiederholenden Windungen anschmiegen, so kann die Entstehung dieses Phänomens nur auf eine Faltung der Sand- und Thonschichten und dabei entstandene Abschnürung des Geschiebemergels zurückgeführt werden. In beiden Profilen bemerkt man ausserdem schmale, spitz auslaufende Sandeinlagerungen im Geschiebemergel, welche demselben zuweilen das Ansehen einer Art von Schichtung

Figur 4.



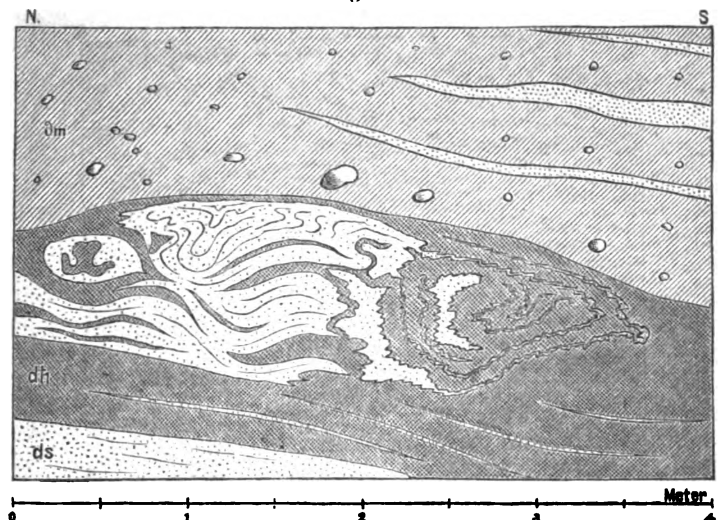

Profil aus der Thongrube des Herrn MANNHEIMER in Herzfelde von der Oberfläche bis auf die Hauptthonbank.

LS Lehmiger Sand } Oberer Diluvialmergel (∂m).
L Lehm
M Mergel
S Unterer Diluvialsand (ds).
T Unterer Diluvialthon (dh).
K Kalkconcretionen.

geben. Diese schmalen Sandstreifen liegen ziemlich horizontal, finden sich jedoch nur an der Grenze zum Thonlager. Ihre Entstehung kann entweder dadurch erklärt werden, dass sie bei der vorwärts schreitenden Bewegung der Grundmoräne von dem Boden losgerissen und mitgeschleppt, oder aber dass sie durch subglaciale[1]), in der Grundmoräne circulirende Wasser abgelagert wurden. Besonders aber muss bei der Besprechung der Profile Fig. 4 und 5 darauf hingewiesen werden, dass die dargestellten Faltungen und Zusammenpressungen der Thon-

[1]) Vergl. JAMES GEIKIE, The intercrossing of erratics in glacial deposits. Reprintet from the „Scottish Naturalist" for January 1882 pag. 16. Dort werden dieselben Erscheinungen im „boulder-clay" ebenfalls auf letztere Ursachen zurückgeführt.

Figur 5.



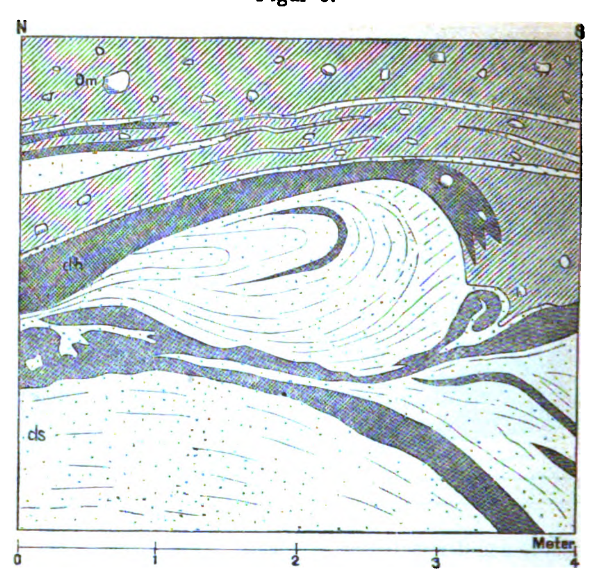

Ausschnitt aus der östlichen Steilwand der Thongrube des Herrn MANNHEIMER in Herzfelde.

∂m Oberer Diluvialmergel. dħ Unterer Diluvialthon.
ds Unterer Diluvialsand.

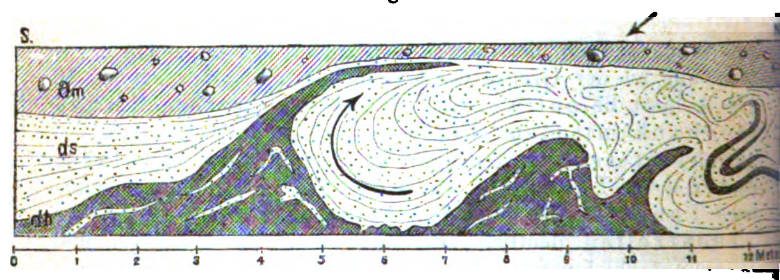
und Sandschichten hier, sowie überhaupt in der ganzen Ablagerung nur an der Grenze des Geschiebemergels sich finden. In Fig. 4 lässt die nur wenig aufgepresste untere Hauptthonbank mit dem darüber befindlichen parallel geschichteten Sande, in Fig. 5 sowohl das Sandlager unter dem Thon, als auch die in der Abbildung sichtbare Thonschicht mit den eingelagerten parallelen Sandstreifen deutlich erkennen, dass die Faltungen und Zusammenschiebungen nicht durch eine Aufquellung der unteren Thonbank, oder durch einen anderen Druck von unten hervorgerufen sein können, sondern dass sie durch eine auf Seitenschub beruhende Bewegung der Massen auf einer festeren oder etwas weniger nachgiebigen Unterlage, welche hier durch die compacte Hauptthonbank gebildet wurde, entstanden sein müssen.

Noch weit besser beweisen dies die Profile Fig. 6 und 7 (pag. 572), von denen ersteres einen Ausschnitt aus der östlichen, letzteres einen solchen aus der westlichen Steilwand der interessanten Thongrube des Herrn MANNHEIMER zur Darstellung bringt. Die Mächtigkeit des Oberen Diluvialmergels schwankt in dieser Grube zwischen 2—3 m, was nicht auf einer unregel-

Figur 6.




Figur 7.




Figur 6 Ausschnitt aus der östlichen, Figur 7 Ausschnitt aus der westlichen Steilwand der Thongrube des Herrn Mannheimer in Herzfelde.

∂m Oberer Diluvialmergel. ds Unterer Diluvialsand.
d𝔥 Unterer Diluvialthon.

mässigen Contur der Oberfläche, sondern auf der schwach welligen Ausbildung der Unterkante desselben beruht, wie dies Fig. 7 sehr deutlich erkennen lässt. In dem Profil Fig. 6 besitzt der parallel geschichtete Diluvialsand unter den dünnen, gebogenen Thonbänkchen (unten links) eine Mächtigkeit von 1—1½ m, worauf die Hauptthonbank folgt. In Fig. 7 ist der Thon von der unteren Begrenzungslinie des Ausschnittes an gerechnet

bis auf 15 m Tiefe aufgeschlossen. Offenbar ist in beiden Profilen eine Faltung und Zusammenschiebung der oberen Schichten des Thones und des ihn überlagernden Sandes sehr deutlich zu erkennen, zugleich aber geben dieselben und ganz besonders das Profil Fig. 7 einen Aufschluss darüber, in welcher Richtung der die Schichtenfaltungen hervorrufende Druck gewirkt haben muss. An der über 30 m langen westlichen Grubenwand, von welcher Fig. 7 nur ein 12 m langes Stück darstellt, waren die Thonschichten sämmtlich schweifartig gegen Nord ausgezogen, woraus man jedoch keineswegs folgern darf, dass hier ein Druck von Süd her auf dieselben gewirkt hat. Das Phänomen ist vielmehr so zu erklären, dass von ungefähr Nord aus in schräger Richtung, welche aus der vertical wirkenden Schwere der Eismassen und dem Seitenschub derselben resultirte, auf die parallel gelagerten Schichten ein Druck ausgeübt wurde, der zuerst eine Faltung und nachher eine Rollung derselben hervorrief. Bei diesem continuirlich nach Süden vorrückenden Drucke wurden die Falten nach der entgegengesetzten Seite, also nach Nord, übergekippt und ausgezogen. Es fand ungefähr derselbe Effect statt, als wenn gegen einen auf horizontaler, fester Unterlage ruhenden Cylinder ein schräger Stoss in der Weise geführt wird, dass derselbe eine rückwärts rollende Bewegung annimmt. Dies deuten auch die den Thon überlagernden Sandschichten an, welche auf gleiche Weise in der Richtung des beigefügten Pfeiles bewegt wurden und daher die Biegungen der Thonfalten in zahlreichen Windungen wiederholen.

Fragen wir nach der Ursache der soeben geschilderten Schichtenstörungen, so muss nochmals hervorgehoben werden, dass ein Druck von unten hier auszuschliessen ist. Dies beweist das Auftreten fast horizontaler Schichten unterhalb der Zusammenschiebungen und Faltungen, sodann die ganze Art und Weise der Erscheinung.

Müssen wir demnach einen Druck von oben her annehmen, so ist zu untersuchen, ob derselbe entweder durch die auflagernden Diluvialmassen, oder durch das Aufrennen schwimmender Eisberge, oder aber durch vorrückendes Inlandeis hervorgerufen worden ist.

Was die erstere Ursache betrifft, so ist bekannt, dass auflagernde Massen auf weichem, nachgiebigen Untergrunde Druckerscheinungen hervorrufen können, welche jedoch nur dann als Aufpressungen zur Erscheinung kommen, wenn dieser Druck eine Folge einseitiger Belastung ist.

G. Berendt hat bereits in seinen „Diluvialablagerungen der Mark Brandenburg“[1]) darauf hingewiesen, dass Diluvial-

[1]) pag. 25 u. 79.

schichten in Folge ungleichmässigen Druckes emporquellender oder auch zusammentrocknender tieferer, ganz besonders thoniger Schichten in ihren ursprünglichen Lagerungsverhältnissen gestört sein können und hat derartige Aufpressungen mit den Creeps in Coal-mines verglichen. Auf der kurischen Nehrung wurden von ihm steile Sturzdünen beobachtet und abgebildet, welche durch ihren einseitig lastenden Druck den Mergelboden des Haffes an ihrem Fusse bis zu 15 Fuss Höhe aufgepresst hatten.[1]) Weitere Beispiele für eine derartige Aufpressung bieten nach BERENDT[2]) die Gehänge unserer grossen durch Erosion entstandenen Diluvialthäler, an welchen sowohl die Ränder selbst als auch die untersten Diluvialschichten zum Theil emporgepresst worden sind.

Eine durch die allgemeine Schwerkraft bedingte spontane Massenbewegung, wie sie FUCHS[3]) zur Erklärung der Störungen in den Tertiärbildungen des Wiener Beckens angenommen hat und welche in losen Ablagerungen nach Art der inneren Bewegung der Gletscher und Schlammströme wirken sollte, ist meiner Ansicht nach bisher in unseren Diluvialablagerungen nicht bewiesen worden. CREDNER[4]) hält die dortigen Erscheinungen für Gletscherdruckwirkungen.

Neuerdings hat LAUFER[5]) über die Lagerungsverhältnisse des Diluvialthonmergels von Werder und Lehnin sehr interessante Beobachtungen veröffentlicht. Er glaubt, dass die auf horizontalem Liegenden emporgepressten und mit dem Abfall des Terrains parallel streichenden Thonsättel, über welchen er zum Theil horizontale Schichten des Unteren Diluvialsandes beobachtet hat, nur durch den einseitig lastenden Druck der auflagernden Schichten, welcher aus der tiefen Thalerosion resultirt, entstanden sein können. Andererseits jedoch hebt er auch hervor, dass zur Erklärung sämmtlicher dort vorkommender Schichtenstörungen diese Ursache allein nicht ausreicht, sondern dass man ein gleichzeitiges Zusammenwirken von einseitig lastendem Druck in Folge der Thalerosion und von Gletscherdruck annehmen müsse. Auf eine nähere Beschreibung derjenigen Erscheinungen, welche auf letztere Ursache zurückgeführt werden sollen, sowie auf eine Erklärung des Verhältnisses von Thalbildung und Eisbedeckung

---

[1]) Geologie des Kurischen Haffes etc. Königsberg 1869. pag. 18 u. 30.

[2]) Diese Zeitschrift 1879. pag. 15, Anmerkung 1.

[3]) TH. FUCHS, Ueber eigenthümliche Störungen in den Tertiärbildungen des Wiener Beckens, Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanst. 1872. pag. 309 ff.

[4]) H. CREDNER, Ueber Schichtenstörungen im Untergrunde des Geschiebelehms u. s. w., diese Zeitschr. Bd. XXXII. pag. 86 u. 87.

[5]) Jahrb. d. königl. preuss. geol. Landesanstalt für 1881. pag. 501. Berlin 1882.





zu einander geht er jedoch hierbei nicht weiter ein. Auf Taf. XIV. Fig. IV. seiner Abhandlung hat er links unter dem Diluvialmergel im Diluvialsande eine eigenthümliche Schichtenstörung dargestellt, welche mit den von mir abgebildeten Figuren 6 und 7 viel Analogie besitzt.

Zur Hervorrufung der geschilderten Schichtenstörungen in den Herzfelder Thonen wäre der Druck der nur 2—3 m mächtigen Decke des Diluvialmergels jedenfalls nicht gross genug. Ausserdem liegen die Thone in einer so flach abgeböschten Diluvialmulde, dass kein bedeutender Druck durch einseitige Belastung auf dieselben ausgeübt sein kann.

Die beiden anderen vorher angeführten Ursachen berühren eine Cardinalfrage der Diluvialgeologie. Schwimmende Eisberge können allerdings bei ihrem Aufrennen auf weiche Thonlager Störungen in denselben hervorrufen, jedoch werden dieselben stets ganz unregelmässiger Art sein. James Geikie[1]) hat derartige verworrene Störungen in den marinen brick-clays von Portobello bei Edinburg beschrieben und durch lehrreiche Abbildungen erläutert. Er unterscheidet von diesen unter dem Namen „contorted drift" zusammengefassten Erscheinungen die regelmässigeren und oft auf eine bestimmte Richtung zurückzuführenden Schichtenstörungen[2]), welche mit der Ablagerung des Till in Verbindung stehen und durch vorrückende Gletscher hervorgerufen sind.

Für die Erklärung der oben beschriebenen Schichtenstörungen bei Herzfelde können wir meiner Ansicht nach nur die letztere Ursache annehmen und zwar aus folgenden Gründen.

Die über den Thonen bei Herzfelde liegende Diluvialablagerung ist typischer ungeschichteter Geschiebemergel, welcher mit dem Till (boulder-clay[3])) in Schottland und der Kross-stenslera in Skandinavien und Dänemark vollkommen identisch ist und hinsichtlich seiner Bildung nur als Grund-

[1]) James Geikie, The great ice age. London 1874, pag. 265 ff.

[2]) Ebendaselbst pag. 21, 157.

[3]) Lossen, welcher den Geschiebemergel des norddeutschen Flachlandes nicht als eine Grundmoräne des Inlandeises auf erster Lagerstätte angesehen wissen will (Der Boden der Stadt Berlin p. 852 u. 980), vergleicht ihn mit dem boulder-clay von Caithness und beruft sich dabei auf die Autorität von J. Geikie, der denselben als das gemeinsame Product der Eisdecke und der See auffasst und ihn zum Theil für echte Grundmoräne, zum Theil für submarine Endmoräne hält (The great ice age 1874. pag. 215). Durch neuere Untersuchungen von James Croll (Climate and Time Cap. XXVII.), denen sich die von B. N. Peach und J. Horne angeschlossen haben, ist jedoch nachgewiesen worden, dass der boulder-clay von Caithness als echte Grundmoräne anzusehen ist, deren marine Schalreste ebenso wie die in derselben enthaltenen Geschiebe als transportirt aufzufassen sind. Diesen Ansichten hat sich J. Geikie neuerdings vollkommen angeschlossen (The intercrossing of erratics in glacial deposits pag. 15—17).

moräne eines auf festem Untergrunde sich vorwärts schiebenden Gletschereises eine befriedigende Erklärung findet. Dazu kommt, dass die unter dem Geschiebemergel befindlichen Schichtenstörungen im Herzfelder Thon auf einen in bestimmter Richtung wirkenden Druck zurückgeführt werden müssen (vergl. Fig. 1, 2, 6 u. 7) und dass dieser Druck nicht als ein kurzer Stoss eines aufrennenden Eisberges, sondern als ein continuirlich vorwärts schreitender und in schräger Richtung wirkender aufzufassen ist, da sonst die grossen Sandschleifen, welche Fig. 6 und 7 darstellen, nicht hätten entstehen können.

Aus solchen Gebieten, deren ehemalige Gletscherbedeckung von allen Geologen angenommen wird, sind ganz ähnliche Schichtenstörungen, wie sie in Herzfelde vorkommen, mehrfach unter Beifügung von vortrefflichen Abbildungen geschildert und ihrer Entstehung nach auf Gletscherschub zurückgeführt worden. Da sich im Folgenden noch mehrfach Gelegenheit bieten wird, auf die einschlägige Literatur näher einzugehen, so sei hier nur an die jüngst von Dames [1]) beschriebenen schönen Schichtenstörungen im Diluvialthon der Insel Hven erinnert, welche sich auf vollkommen horizontaler Unterlage finden und offenbar glacialen Ursprungs sind.

Die von mir geschilderten Schichtenstörungen, welche unter dem Inlandeise stattgefunden haben dürften, sind zu unterscheiden von einer anderen Art, die vor dem Rande desselben entstanden, sich jedoch in manchen Fällen mit ersteren vereinigt haben können.

Wie ein vorrückender Gletscher auf lockeren, nachgiebigen Untergrund einwirkt, hat H. Credner [2]) in seinen am Buersbrä-Gletscher angestellten Beobachtungen in vortrefflicher Weise geschildert und abgebildet. Credner hebt hervor, dass ein Gletscher in dem Falle Schichtenstörungen hervorruft, wenn er gezwungen wird, eine geneigte Ebene hinaufzusteigen oder ein sich bietendes Hinderniss zu überwinden hat. Penck [3]) spricht sich auf Grund eigener Beobachtungen und mit Hinweis auf die Mittheilungen Holmström's [4]), welcher niedrige, nicht mit Endmoränen zu verwechselnde, sondern beim Vorrücken des Eises durch Aufpressung gebildete, moränenartige Wälle an der Ostseite des Justedalsbrä beobachtete, dahin aus, dass ein über loses Terrain schreitender Gletscher das Material vor sich zusammenschieben und zu einem Walle aufstauen muss.

---

[1]) Diese Zeitschr. 1881. Bd. XXXIII. pag. 407 u. 408.

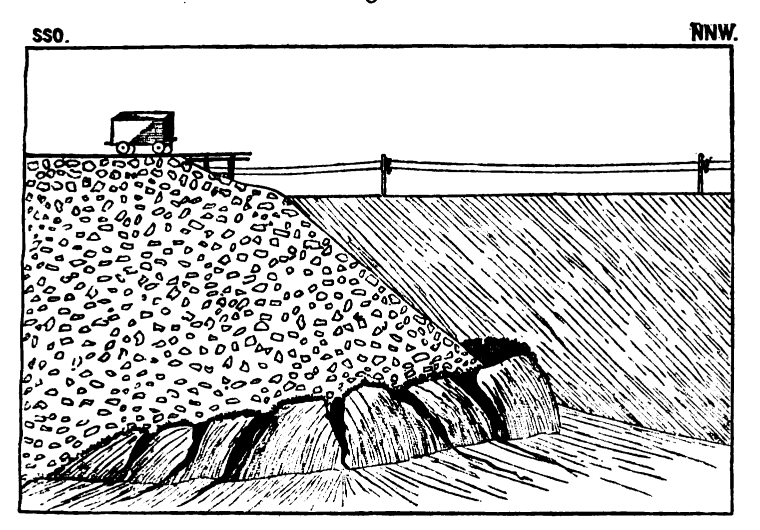
[2]) Ebendas. 1880. Bd. XXXII. pag. 77.

[3]) A. Penck, Die Gletscher Norwegens, Sonderabdr. aus d. Mitth. d. Vereins f. Erdkunde zu Leipzig, Jahrg. 1879. pag. 12.

[4]) Holmström, Om moräner och terrasser. Öfvers. af kgl. Vet. Akad. Förhandl. 1879. No. 2.

Ich bin zu der Ueberzeugung gelangt, dass ebenso wie die Gletscher ein mächtiges und in den meisten Fällen beim Vorrücken am Rande steil abstürzendes Inlandeis, wenn es über lockere Ablagerungen, wie dies unsere geschichteten Sande und Thone sind, hinwegschreitet, allein schon durch seine Schwere in Folge einseitiger Belastung sich selbst an seinem Fusse ein Hinderniss schafft, indem es die vorliegenden Schichten wallartig aufpresst. Es bestimmt mich zu dieser Auffassung eine in Rüdersdorf gemachte Beobachtung. Ich hatte daselbst während meiner geologischen Aufnahmearbeiten drei Sommer hindurch Gelegenheit, die Druckwirkung einer bedeutenden Last auf weichem Untergrunde in ihren einzelnen Phasen verfolgen zu können.

Figur 8.




**Muschelkalkschutthalde am Eisenbahndamm bei Rüdersdorf mit aufgepresstem Torf am Fusse derselben.**

Nördlich vom Tiefbau ist an der westlichen Seite des Eisenbahndammes, welcher das tief eingeschnittene Thal des vom Stienitz-See kommenden Mühlenfliesses durchsetzt, eine grosse Schutthalde auf ein dort befindliches Torflager aufgeschüttet worden. Durch den gewaltigen Druck, welchen die 16,65 m hohe und auf ihrer horizontalen Oberfläche 44,55 m breite Schutthalde (Fig. 8) auf den weichen Untergrund ausübt, war im Herbst 1880 ein halbmondförmiger Torfwall rings um den Fuss der Halde emporgepresst worden. Da durch den

lebhaft betriebenen Abbau des Muschelkalkes täglich bedeutende Schutt- und Steinmassen an dem Nordrande der Halde hinabgestürzt werden, so ist der von oben nach unten wirkende Druck ein stetig vorrückender. So kam es, dass die Falte des Torfes immer steiler wurde, bis schliesslich die Spannung auf der Oberfläche die Cohäsion der Torfmasse überwog. Es entstand auf der ganzen Sattellinie ein halbkreisförmiger Sprung, und während der Südflügel des Sattels durch den Druck der Halde niedergepresst wurde, stieg der Nordflügel mit steilem Absturz mantelartig rings um den Fuss der Halde empor, wie dies die umstehende Abbildung zeigt, welche im Juli 1882 von mir aufgenommen wurde. Der Böschungswinkel der Halde beträgt 36°. In rechtem Winkel steigt der Torfwall von der Wiesenfläche auf und erhebt sich an dem Fuss der Halde bis zu 3,5 m Höhe. Das Vorterrain um den Mantel ist ebenfalls etwas gehoben und zieht sich mit ungefähr 1 m Steigung auf 100 m sanft bis an den Fuss des Torfwalles hinan. Durch den Druck des hohen Eisenbahndammes ist zu gleicher Zeit eine schwach wellige Aufpressung entstanden, welche in der Nähe der Halde mit der dortigen Druckerscheinung verschmilzt. Da die Halde täglich zunimmt, so hat sich der Fuss derselben unter das Torflager geschoben und übt nun einen Druck von unten gegen die Oberfläche aus. Die Folge davon war, dass von dem ganzen Rande des Torfmantels aus senkrecht zur Sattellinie stehende, radiale Spalten entstanden, welche die ganze Oberfläche zerklüftet haben. Die Breite dieser Spalten schwankt zwischen 0,6—1,3 m und konnte ihre Tiefe bis zu 1,90 m gemessen werden. Dieselben reichen jedoch noch weit tiefer hinab, sind aber durch nachgestürzte Torfmassen zugeschüttet worden.

Es bietet somit die immerfort zunehmende Halde ziemlich genau das Bild eines stetig vorrückenden Gletschers, denn wenn auch das Vorschreiten des letzteren beständig durch die nachschiebenden Massen erfolgt, die Halde dagegen an ihrem vorderen Ende durch Aufschüttung zunimmt, so ist doch in beiden Fällen der Effect des Druckes auf den Untergrund ganz derselbe, sodass der Druck der Halde als ein in verschiedene einzelne Momente zerlegter Gletscherdruck aufgefasst werden kann.

Ein Beispiel für eine derartige Einwirkung des Gletschereises auf den vor seinem Fusse gelegenen Untergrund beschreibt Nordenskiöld [1]) von dem Frithiofs-Gletscher in Belsound auf Spitzbergen. Am Fusse dieses im Jahre 1858 wahrscheinlich schon wieder im Rückgang begriffenen Gletschers waren Schlammablagerungen emporgepresst, welche vom Eise noch nicht überschritten gewesen und nach Torell's An-

---

[1]) A. E. Nordenskiöld, Öfversigt af Isfjordens och Belsounds geologi. Geolog. Fören. Förhandlingar Bd. II. No. 8. pag. 246.

sicht wegen der in ihnen sich findenden, mit deutlicher Epidermis versehenen Meeresconchylien als durch Gletscherdruck dem Meere entstiegene Erhebungen aufzufassen waren.

Derartige Aufpressungen am steil abfallenden Fusse des vorrückenden Inlandeises sind gewiss in vielen Fällen der Anlass zur wellenförmigen Lagerung unseres Unteren Diluviums gewesen.

Penck [1]), obwohl er eine derartige Erklärung nur auf ganz specielle Ablagerungen anwendet und als Ursache allein die vorwärts schreitende Bewegung des Eises im Auge hat, scheint zu ähnlichen Auffassungen gelangt zu sein, was aus seinen folgenden Worten hervorgeht: „Auch in Norddeutschland, was während der Diluvialzeit vergletschert gewesen ist, finden sich hie und da Rücken und wallartige Hügelzüge, deren Existenz man bisher kaum beachtet hat. Neuerdings sind sie für Endmoränen erklärt worden; ihre Zusammensetzung aus abgerollten Steinen spricht jedoch gegen diese Annahme; wahrscheinlich entstanden sie ähnlich wie die Wälle vor dem Aabreckegletscher [2]), nur dass sie eine bedeutendere Höhe, gemäss des bedeutenderen Gletschers, der sie verursachte, erhielten.“ Berendt [3]) nimmt eine aufpressende Wirkung des nach dem Schwimmen zum Aufsitzen gekommenen, sich zurückziehenden Inlandeises an.

Es bleibt mir noch übrig, auf eine andere Art von Druckerscheinungen, die sich in den Thongruben von Herzfelde und Hennickendorf überall findet, hier näher einzugehen. Im Herbst 1880 besuchte ich unter Führung des Herrn Torell und in Begleitung der Herren De Geer und Woldt die in der Feldmark Hennickendorf gelegene Thongrube des Herrn Oppenheim, die einzige Grube, welche Torell bisher von den dort so zahlreichen Aufschlüssen gesehen hat. Gelegentlich seines in der Sitzung vom 13. August 1880 auf der allgemeinen Geologenversammlung zu Berlin gehaltenen Vortrages hatte Torell vortreffliche Photographien [4]) vorgelegt, welche nach seinen Angaben ausgeführt waren und die Profile der Oppenheim'schen Grube in ihren Details sehr gut zur Anschauung brachten. Das zu damaliger Zeit dort aufgedeckte geognostische Profil war folgendes. [5]) Die oberste Decke wurde gebildet durch

---

[1]) Die Gletscher Norwegens pag. 12 u. 13.

[2]) Vergl. ebendaselbst pag. 11.

[3]) Diese Zeitschrift 1879. pag. 15.

[4]) Die Photographien sind von dem Landschaftsphotographen Herrn Stiehm (Berlin N. Schönhauser Allée 169) ausgeführt. Derselbe hat die Negative aufbewahrt und kann auf Verlangen Abzüge davon liefern.

[5]) Leider war es mir bei meinen diesjährigen wiederholten Besuchen der Oppenheim'schen Grube nicht möglich, ein vollständiges Profil von der Oberfläche bis zur Sohle der Grube zu zeichnen. Die mitgetheilten Profile stammen sämmtlich aus dem untersten, gerade im

einen ungeschichteten, geschiebeführenden, ausserordentlich ungleichkörnigen Oberen Diluvialsand, dessen Mächtigkeit zwischen 0,3—0,6 m schwankte. Demselben entstammten sämmtliche grosse Geschiebe, welche am Rande der Grube herumlagen, oder durch Abrutschen der Steilwände in dieselbe hineingerollt waren. Dieser Sand ist als Aequivalent des Oberen Diluvialmergels aufzufassen, da ersterer in der Abschmelzungsperiode des Inlandeises aus letzterem hervorgegangen ist. Unter dieser Ablagerung folgte geschichteter, geschiebefreier, etwas lehmstreifiger Unterer Diluvialsand von 4—5 m Mächtigkeit, welcher in seinen obersten Schichten zum Theil aufgebogen und gestaucht war. TORELL machte uns zugleich auf mehrere mit zahlreichen Geschieben und Sand erfüllte, kesselartige Vertiefungen aufmerksam, welche vom Oberen Sande aus senkrecht in den Unteren Sand hineinreichten. Die Wandungen dieser den Rüdersdorfer Gletschertöpfen nicht unähnlichen Bildungen waren mit einer sogenannten Eisenschicht, einem durch Eisenoxydhydrat und Thon fest verkitteten Sande umkleidet. Leider war es mir damals nicht möglich, diese eigenthümlichen Bildungen, welche vielleicht als Gletschertrichter anzusehen sind, näher zu untersuchen, und als ich dies im folgenden Jahre nachholen wollte, waren dieselben dem vorgeschrittenen Abbau ganz und gar zum Opfer gefallen.

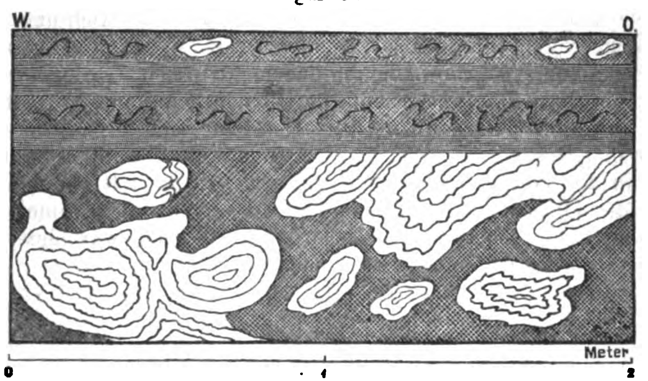
Unter dem Unteren Diluvialsande folgt das im Abbau befindliche Thonlager. Dasselbe ist durch papierdünne Zwischenlagen ganz feinen Sandes sehr deutlich geschichtet. Es wechseln jedoch horizontal geschichtete Thonbänke mit gestörten Schichten regelmässig ab. Diese Wechsellagerung findet in der OPPENHEIM'schen Grube nur bis auf 5 m Tiefe von der Oberkante des Thones an gerechnet statt. Darunter folgen bis zur Sohle der Grube 3 m mächtige, gestörte Lagen, welche nur von einer etwa in der Mitte befindlichen undeutlichen, horizontalen Zwischenlage unterbrochen werden. Die horizontal geschichteten Zwischenlager haben eine Mächtigkeit von 0,05—0,1 m und sind deshalb von besonderer Wichtigkeit, weil sie beweisen, dass die gestörten Lagen aus ihnen hervorgegangen sein müssen, denn erstere zeigen dieselben feinen Sandstreifen wie die Horizontalbänke und bestehen aus ganz demselben Material. Die ursprünglich horizontale Schichtung ist jedoch bei ihnen völlig verloren gegangen, und statt dessen sieht man im Profil in der ganzen Masse des Thones längliche, kreisförmige, abgerundete oder auch ganz unregelmässig begrenzte, zum Theil auf das Abenteuerlichste gewundene und verzerrte Figuren

---

Abbau befindlichen Theile der Thonablagerung. Der obere Theil war in diesem Jahre durch Abrutschmassen so sehr überdeckt, dass die Lagerungsverhältnisse nicht klar hervortraten.

von 0,1 — 0,5 m Längsdurchmesser, welche die ursprüngliche Parallelschichtung noch dadurch deutlich erkennen lassen, dass innerhalb derselben viele concentrische helle Linien hervortreten. (Siehe Fig. 9a und 9b.) Oft bemerkt man, dass diese concentrischen Sandstreifen zahlreiche kleine Verwerfungen erlitten haben, so dass dann eine eigenthümliche, sich mehrfach wiederholende zickzack-artige Figur entsteht. Die Zwischen-

Figur 9a.




Ausschnitt aus der nördlichen Steilwand der Thongrube des Herrn Oppenheim bei Hennickendorf. — Thon mit abwechselnd gestörten und ungestörten Schichten.

(In Figur 9a und 9b bedeuten die schwarzen Linien in den gerollten Schichten die helleren Sandstreifen, die weiss gelassenen Stellen den dunkleren Thon.)

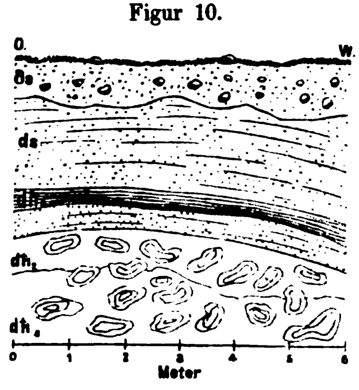
Figur 9b.




Ausschnitt aus der nördlichen Steilwand der Thongrube des Herrn Oppenheim bei Hennickendorf. — Gestörte und ungestörte Lagen im Thon.

räume zwischen diesen gewissermaassen gerollten Schichten werden durch einen etwas fetteren und dunkler gefärbten Thon ausgefüllt. In dieser zerdrückten Thonmasse finden sich ebenfalls feine, jedoch sehr undeutliche und verzerrte Sandstreifen. Die gerollten Thonmassen, welche beim Heraussteben als unregelmässig wulstige, mehrfach gedrehte und gewundene Knollen erscheinen, liegen oft so dicht nebeneinander, dass man von der Zwischenmasse kaum etwas wahrnimmt. An ihren Berührungsflächen sind sie dann zusammengedrückt. Nirgends findet sich eine Andeutung, welche die Richtung des offenbar von oben her ausgeübten Druckes anzeigen könnte. Diese Erscheinung, welche besonders an frisch abgestochenen, etwas abgetrockneten Grubenwänden deutlich hervortritt, fand ich in allen Thongruben von Herzfelde und Hennickendorf wieder. Besonders schön zeigten sich diese gerollten Schichten in der Grube von Mannheimer, wo ich sie auf 14 m Tiefe von der Oberkante des Thonlagers aus gerechnet an einer von W. nach O. sich erstreckenden Thonbank und zwar ohne horizontale Zwischenlagerungen beobachtete.

Figur 10.




Profil aus der Thongrube des Herrn Wegener in Hennickendorf.

∂s Oberer Diluvialsand.
ds Unterer Diluvialsand.
d$\mathfrak{h}_1$ Unterer Diluvialthon parallel geschichtet.
d$\mathfrak{h}_2$ „ „ } gelb } in gestörter
d$\mathfrak{h}_3$ „ „ } blaugrau } Lagerung.
(Die gestörten Schichten sind nur schematisch dargestellt.)

Die nebenstehende Figur 10 bringt ein Profil aus der bei Hennickendorf gelegenen Thongrube des Herrn Wegener zur Darstellung. Zu oberst befindet sich eine 1 m mächtige Ablagerung ungeschichteten, geschiebeführenden Oberen Diluvial-

sandes. Darunter folgt parallel geschichteter Unterer Diluvialsand von $2^1/_2$ m Mächtigkeit, in welchem nach unten zu eine 2—3 dcm mächtige geschichtete Thonbank eingelagert ist. Die Sandschichten bilden mit der Thonbank einen flachen Sattel, zeigen jedoch im Uebrigen hier keine weiteren Störungen. Dagegen besitzt die darunter befindliche Hauptthonbank ganz dieselben gerollten Schichten, wie sie aus der Thongrube des Herrn Oppenheim beschrieben worden sind. Der oberste Theil des Thones ist von gelblicher, der untere von blaugrauer Farbe, was nur auf eine nachträgliche Oxydation in den obersten Schichten zurückgeführt werden kann, da die Grenzlinie zwischen denselben ganz unregelmässig verläuft und die gerollten Schichten oftmals sogar durchschneidet.

Zur Erklärung dieser bisher aus dem norddeutschen Flachlande noch nicht beschriebenen Erscheinungen [1]) war es erforderlich, in der Literatur über die Gebiete, deren Ablagerungen ebenfalls in die Glacialzeit fallen, nach Analogien zu suchen. Dieselben bieten die bereits (pag. 575) erwähnten, von James Geikie mitgetheilten Profile von Portobello und sind besonders die Figuren 42 u. 45 [2]) zum Vergleich heranzuziehen. Fig. 42 zeigt eigenthümlich gebogene und gestauchte Sand- und Thonschichten, welche mit horizontal geschichteten Bänken wechsellagern. In Fig. 45 sind die zwischen horizontal geschichteten Thonbänken liegenden Sandschichten zerrissen und gerollt. Da diese Thone eine nordische und arktische marine Fauna enthalten und sich keine Moränen darüber finden, so nimmt Geikie an, dass diese Thone bei einer Senkung des Landes unter den Meeresspiegel abgesetzt und die in ihnen vorkommenden Störungen während einer durch diese Senkung veranlassten Driftperiode durch aufrennende Eisberge entstanden seien. Als weiteren Beweis für die Richtigkeit dieser Annahme erwähnt er das Vorkommen vereinzelter grosser Geschiebe, welche mitten im geschichteten Thone vorkommen und nur durch Eistransport von oben in die plastische, weiche Thonmasse hineingekommen sein können, da die Schichten, wie dies Fig. 45 [3])

---

[1]) Es sei hier ausdrücklich hervorgehoben, dass der Brockenmergel, welchen bereits G. Berendt (Die Diluvialablagerungen der Mark Brandenburg pag. 67) erwähnt und welchen E. Laufer (Jahrb. d. kgl. preuss. geol. Landesanstalt f. 1881. pag. 504) neuerdings beschrieben hat, mit dem Phänomen bei Herzfelde und Hennickendorf keineswegs verglichen werden darf, da er eine ganz andere Structur besitzt und nach Laufer sehr gut so zu erklären ist, dass eine bereits zum Absatz gelangte, ausgetrocknete Thonbank von Neuem aufgeschlämmt wurde.

[2]) The great ice age. London 1874. pag. 265 u. 267.

[3]) Ebendaselbst pag. 265.

zeigt, durch die Geschiebe herabgedrückt und zur Seite geschoben sind.

Derartige Geschiebe, welche mitten im geschichteten Thone liegen, kommen auch, allerdings sehr vereinzelt, in den Thongruben von Herzfelde und Hennickendorf vor. Herr Liebermann theilte mir freundlichst mit, dass in seiner Grube vor nicht langer Zeit eine nestartige Einlagerung grösserer Geschiebe aufgefunden sei. In der Grube des Herrn Mannheimer hatte ich selbst Gelegenheit, einen in der Sohle der Thongrube liegenden Block von 1 m Durchmesser zu beobachten. Der Block lag nach Aussage der Arbeiter noch auf ursprünglicher Lagerstätte, doch war der Thon ringsum bereits abgedeckt, so dass ich nichts von den Veränderungen bemerken konnte, welche der Stein beim Hinabsinken in die weichen Schichten hervorgerufen haben musste.

Auch aus der schwedischen Literatur sind ähnliche Schichtenstörungen bekannt geworden. Von A. Erdmann wurden seiner Zeit gestörte Schichten zwischen horizontal geschichteten Bänken beschrieben, welche in der Glaciallera (Torell's Yoldiathon) vorkommen. Das von ihm abgebildete Profil von Hagalund [1]) (Fig. 21) zeigt nachstehende Schichtenfolge:

a. Åkerlera.
b. Glaciallera (hvarfvig mergel v. Post's, Yoldialera Torell's) horizontal geschichtet.
c. Glacialsand mit kleinen Streifen geschichteten Thones. Gestörte Schichtung.
d. Glacialsand horizontal geschichtet.

Ebenfalls werden von A. Erdmann im Yoldiathon liegende Blöcke (flyttblock) erwähnt, welche durch Eisbergtransport in denselben hineingelangt sein müssen, da der Yoldiathon als eine spätglaciale Ablagerung anzusehen ist, welche sich bei einer am Schluss der Eiszeit stattgehabten Senkung des Landes unter den Meeresspiegel bildete und von dem Gletschereise nachher nicht wieder überschritten sein kann, da sich nirgends Moränen über diesen Thonen gefunden haben. Was nun die Schichtenstörungen anlangt, so giebt A. Erdmann keine nähere Erklärung ihrer Entstehung. Eine solche finden wir jedoch bei Gumälius [2]), der bei Besprechung der Bildungsweise des Glacialsandes und Thones Folgendes schreibt:

„Zwischen den so gebildeten, mehr oder weniger horizontalen, parallelen und vollkommen regelmässigen Thonschichten

---

[1]) A. Erdmann, Bidrag till kännedomen om Sveriges quartära bildningar. Stockholm 1868. pag. 134 u. 135.

[2]) O. Gumälius, Om mellersta Sveriges glaciala bildningar I. Stockholm 1874. pag. 31.

sieht man bisweilen einige, die in ganz besonderer Weise gebogen und gewunden erscheinen, während sowohl die oberhalb als auch unterhalb liegenden ganz normal ausgebildet sind. Auf pag. 134 in „Sveriges Quartära Bildningar" finden sich zwei Zeichnungen von derartigen unregelmässigen Schichten, jedoch wird kein Versuch ihrer Erklärung geliefert. Dieselbe scheint jedoch ganz nahe zu liegen. Die Schichten sind doch offenbar auf einer Stelle zusammengeschoben und dadurch aufgebogen, als noch die darüber liegenden sich bildeten, mithin auf dem Boden des Meeres und zwar tiefer als der Wellenschlag reichte, aber von einer Kraft, welche nur die damals zu oberst liegenden Thonschichten aufwühlte, ohne die unteren zu berühren und demnach von einem schwimmenden Gegenstande ausgeübt wurde. Dass dies Eisberge waren, welche ja oft tiefer hinabreichen als der Wellenschlag, dürfte ganz annehmbar sein."

Zum Vergleich ist auch das von E. Erdmann[1]) beschriebene Profil von Bjerred heranzuziehen, wo in den Schichten c und e in einem gelben, kalkhaltigen thonigen Sande oder sandigen Thone Einlagerungen von ganz ähnlicher Beschaffenheit wie in Herzfelde beschrieben werden. Nach Erdmann's Angaben bilden dieselben unregelmässige, runde oder ovale Partieen von 2 — 3 Zoll Dicke und bestehen aus einem mehr thonfreien Sande, dessen vollkommen deutliche Schichtung sich oft ihrer äusseren Begrenzung anschliesst. Was die Erklärung dieser Erscheinung betrifft, so hat Erdmann dadurch, dass er dieselbe in ihren verschiedenen Uebergängen beobachten konnte, den Beweis erbracht, dass hier abwechselnd mehr oder weniger thonige und sandige Schichten zerrissen, zusammengepresst und gefaltet wurden und zwar nicht in einer, sondern in mehreren Richtungen. Nach einem über diesen Gegenstand mit ihm geführten Briefwechsel theilte er mir gütigst mit, dass er nicht abgeneigt sei, schwimmende Eisberge als Ursache dieser Störungen anzunehmen.[2])

---

[1]) E. Erdmann, Bidrag till kännedomen om de lösa jordlagern i Skåne. Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. Bd. II. No. 1. pag. 13 ff. — E. Erdmann, Jakttagelser rörande „Contorted Drift" och bergarter med „inneslutna brottstycken". Geol. Fören. Förhandl. Bd. IV. No. 8. pag. 222 ff.

[2]) Der Ansicht K. A. Lossen's, welcher die gestörten Schichten bei Bjerred mit dem Brockenmergel Meyn's in Schleswig-Holstein und dem Berendt's der Mark Brandenburg vergleicht (Der Boden der Stadt Berlin pag. 839), kann ich nur in Betreff des von E. Erdmann beschriebenen Lagers b beistimmen. Die Schichten c und e haben jedoch, wie schon erwähnt, eine ganz andere Structur. Während der Brockenmergel aus scharfkantigen (nach Laufer auch abgerundeten) Thonbruchstücken, gebunden durch feinen, mergeligen Sand oder Thon,

Besonders wichtig aber war mir eine briefliche Mittheilung meines Freundes De Geer über ein analoges Vorkommen bei Ronneby in der Provinz Blekinge, wichtig deshalb, weil derselbe die Schichtenstörungen in der Oppenheim'schen Grube, wie bereits erwähnt, aus eigener Anschauung kennen gelernt hatte und schon damals geneigt war, sie als Drifterscheinungen anzusehen, während Torell sie auf Gletscherdruck zurückführen wollte. Die dem Briefe De Geer's entnommene Stelle lautet: „Unter Anderem entdeckte ich Faltungen in dem geschichteten Thone (Torell's Yoldiathon), welche vollkommen analog mit denen waren, die wir zusammen nordöstlich von Rüdersdorf sahen. Bei Ronneby erscheint dieselbe Wechsellagerung zwischen stark gefalteten und vollkommen ungestörten Schichten wie bei Rüdersdorf, und bei Ronneby treten die Störungen in einem Thone auf, welchen das Inlandeis nachweisbar niemals überschritten hat; hier ist man deshalb gezwungen, schwimmende Eisberge als Ursache anzunehmen, da man keine andere annehmbare vorschlagen kann."

Zur Erklärung der abwechselnd gestörten und ungestörten Thonschichten von Herzfelde und Hennickendorf bin ich ebenfalls geneigt, mich diesen Auffassungen anzuschliessen. Wenn dieses Thonlager in einem Süsswassersee abgesetzt wurde, welcher sich vor dem heranrückenden Inlandeise befand, so ist wohl anzunehmen, dass zeitweise in demselben eine Localdrift stattfinden konnte. Dieselbe wurde zwar nicht durch grosse Eisberge veranlasst, zu deren Entstehung man ein tiefes Meer annehmen müsste und welche überhaupt nach Nordenskiöld's Ausführungen [1]) sich nur dort bilden sollen, wo ein schon zuvor zerklüftetes Gletschereis durch tiefe Fjorde in das offene Meer ausmündet, sondern vielmehr durch Gletschereisblöcke, die sich zur wärmeren Jahreszeit in Folge der starken Ausdehnung der im Eise reichlich enthaltenen Luftblasen von allen steilwandigen Gletscherwänden ablösen. Dass eine durch derartige Ursachen hervorgerufene Drift auch local in Binnenseeen stattfinden kann, beweisen die Mittheilungen über das Grönländische Inlandeis. [2]) Auch Penck [3]) berichtet, dass er bei seiner Bereisung der norwegischen Gletscher auf einem kleinen See, dem Blaadalsvand,

breccienartig zusammengesetzt ist, geben sich die in den gestörten Schichten c und e bei Bjerred vorkommenden Einlagerungen deutlich als gerollte und gefaltete, auseinandergerissene Schichten zu erkennen, deren früherer Zusammenhang sich oft noch genau nachweisen lässt.

[1]) A. E. v. Nordenskiöld, Die Umsegelung Asiens und Europas auf der Vega. Leipzig 1882. pag. 382 ff.

[2]) Siehe Johnstrup's Meddelser om Gronland.

[3]) Die Gletscher Norwegens. Sonderabdruck a. d. Mittheil. d. Ver. f. Erdkunde zu Leipzig, Jahrg. 1879. pag. 7.

welcher dicht vor dem Gletscherende des Blaadalsbrä gelegen ist, grosse schwimmende Eisstücke beobachtet habe. Seiner Ansicht nach sind es Bruchstücke, welche sich vom Gletscherende ablösten und in das Wasser hineinfielen. Immerhin können derartige Eisblöcke, welche nach NORDENSKIÖLD zuweilen 30—40 m Durchmesser besitzen, wenn sie durch Winde bewegt wurden, im Stande gewesen sein, beim Hinweggleiten über die weichen Thonablagerungen dieselben aufzuwühlen, aufzurollen und in die ebenfalls weiche Unterlage hineinzuwalzen. Fand eine derartige Localdrift nicht statt, so gelangten die Thone in ungestörter Lagerung zum Absatz

An dieser Stelle möge schliesslich noch das jüngst von PENCK [1]) abgebildete und beschriebene Profil bei Vomperbach im Innthale Erwähnung finden. Dasselbe zeigt in einer mehr oder weniger sandigen diluvialen Thonablagerung eine gestörte Bank mit über 1 m hohen Falten zwischen völlig horizontal lagernden Schichten. Weitere dem ähnliche Erscheinungen beschreibt PENCK in folgenden Worten: „Auch bei Miesbach sah ich inmitten sonst horizontal lagernder Schichten diluvialen Thones gefältelte und gekräuselte Partieen. In den Schottern, welche bei Mittenwald unter der Grundmoräne auftreten, bemerkte ich ebenfalls zwischen horizontalen Schichten einige gestörte, gestaute und zusammengeschobene, desgleichen in einer entsprechenden Schotterablagerung beim Forsthause Falep.“ Eine Erklärung dieser Erscheinungen, welche nach PENCK's Ansicht mit den Gletschern nicht in directem Zusammenhange stehen, wird von ihm nicht geliefert, doch hebt er hervor, dass PRESTWICH ähnliche Stauchungen in den Schottern des Sommethales auf Wirkungen von Grundeis zurückgeführt habe. Da meiner Ansicht nach die von PENCK beschriebenen Erscheinungen mit meinen Beobachtungen in der OPPENHEIM'schen Thongrube bei Hennickendorf sehr viel Analogie besitzen, auch der Thon bei Vomperbach sicherlich als ein in einem Seebecken abgelagerter feiner Moränenschlamm aufzufassen ist, so halte ich die oben von mir gegebene Erklärung der Schichtenstörungen durch schwimmende Eisblöcke bei einer in derartigen Seeen stattfindenden L o c a l d r i f t auch für die Profile in den Alpen für ausserordentlich wahrscheinlich.

---

[1]) Die Vergletscherung der deutschen Alpen, ihre Ursachen, periodische Wiederkehr und ihr Einfluss auf die Bodengestaltung von ALBRECHT PENCK. Leipzig 1882. pag. 45.

## II. Schichtenstörungen im Fayencemergel von Lupitz.

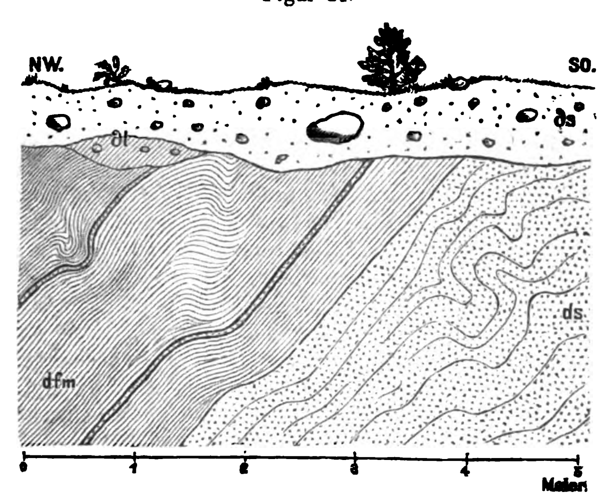
Am Westrande der königlichen Forst von Clötze in der Altmark, ungefähr 3 km ostnordöstlich vom Dorfe Lupitz befindet sich eine grosse Grube, in welcher ein dem Unteren Diluvium angehöriges Fayencemergellager aufgeschlossen ist. Dasselbe wurde seiner Zeit zum Segen für die Landwirthschaft der ganzen dortigen, ausserordentlich dürftigen Gegend von Herrn Gutsbesitzer Schultz auf Lupitz aufgefunden [1]) und wird noch jetzt zur Melioration der Felder abgebaut und weithin abgefahren. Dank der liebenswürdigen Freundlichkeit des genannten Herrn hatte ich im Herbst vorigen Jahres Gelegenheit, unter seiner lehrreichen Führung das Gebiet zwischen Lupitz, Quarnebeck, Jeggau, Breitenfeld, Zichtau, Schwiesau und Clötze näher kennen zu lernen und mich davon zu überzeugen, dass dort überall die obere Decke der diluvialen Hochfläche aus einem $^1/_2$ — 1 m mächtigen, an einigen Punkten ausserordentlich geschiebereichen Oberen Diluvialsande besteht. Darunter folgt, soweit dies an tieferen Aufschlüssen sichtbar wurde, ein mehr oder weniger feinkörniger, geschichteter Unterer Diluvialsand. Beide Ablagerungen treten auch in der Umgebung des Fayencemergellagers auf. Da die weitere Verbreitung des letzteren durch zahlreiche Bohrversuche nicht constatirt werden konnte, so ist die ganze Ablagerung wahrscheinlich als ein während der Eiszeit stark erodirtes Vorkommen zu betrachten. Zu dieser Auffassung berechtigt auch das Auftreten derselben in einer flachen, muldenartigen Einsenkung des Terrains, so dass die noch vorhandene Ablagerung wegen der mehr geschützten Lage dort der Zerstörung entgangen ist.

Betritt man die Grube von Ost aus auf dem in dieselbe hineinführenden Fahrwege, so bietet sich das in Figur 11 wiedergegebene Profil (s. pag. 589). Dasselbe zeigt deutlich, dass das ganze Fayencemergellager mit seinem Liegenden gegen Südost in einem Winkel von 45° aufgepresst ist, wobei die ausgehenden Schichten gebogen und gestaucht wurden. Das Hangende desselben konnte leider nicht beobachtet werden, doch ist es wahrscheinlich, dass dasselbe von einer höher gelegenen Schicht des Unteren Diluvialsandes gebildet wird. Die ausgehenden Schichten des Unteren Diluvialsandes und Fayencemergels werden von einer Decke geschiebeführenden Oberen Diluvialsandes discordant überlagert. Eine kleine, direct auf

---

[1]) Schultz-Lupitz, Reinerträge auf leichtem Boden. Landwirthschaftl. Jahrbücher f. 1881. pag. 783.

Figur 11.




Profil aus der Fayence-Mergelgrube bei Lupitz in der Altmark.
∂s Oberer Diluvialsand. ∂l Geschiebelehm (Reste des Oberen Diluvialmergels). dfm Fayencemergel des Unteren Diluviums. ds Unterer Diluvialsand.

dem Fayencemergel liegende Lehmscholle beweist, dass der Obere Sand hier ein Auswaschungsproduct aus dem Lehm oder ursprünglich aus dem Geschiebemergel ist. Bereits früher bei der Kartirung der Section Mittenwalde bin ich zu der Ueberzeugung gelangt, dass der dort auftretende Geschiebesand als ein secundäres Auswaschungsproduct aus dem Geschiebemergel angesehen werden muss[1]), welches durch die Schmelzwasser des grossen Inlandeises am Schluss der Diluvialperiode entstanden ist, und habe diese Ansicht an den geognostischen Lagerungsverhältnissen der oben genannten Section näher zu erläutern versucht. Wenn ich bei dieser Gelegenheit den Oberen Diluvialmergel als die Rückzugs- oder Abschmelzungsmoräne des Inlandeises bezeichnete, so meinte ich damit, unter nicht ganz richtiger Anwendung dieser letzteren Bezeichnung, die beim Rückgang des Eises liegengebliebene, im Oberen Sande durch die Schmelzwasser nachträglich veränderte Grund-

[1]) F. Wahnschaffe, Beitrag zur Entstehung des Oberen Diluvialsandes. Jahrb. d. kgl. preuss. geolog. Landesanstalt für 1880. Berlin 1881. pag. 340 ff.

moräne. Auch BERENDT [1]) hat neuerdings die Entstehung des Oberen Diluvialsandes auf gleiche Ursachen zurückgeführt.

So liess sich auch in der Lupitzer Mergelgrube die Richtigkeit dieser Auffassung nachweisen, denn an vielen Stellen hatte sich der Geschiebelehm, wie dies z. B. Figur 14 (pag. 592) zeigt, noch völlig erhalten, und man sah denselben dann in weiterer Fortsetzung allmählich in den Geschiebesand übergehen.

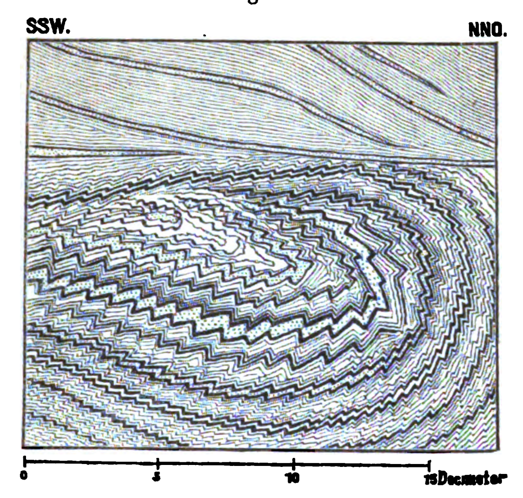
Der sehr kalkhaltige Lupitzer Fayencemergel ist ausserordentlich fein geschichtet, was durch dünne Zwischenlagen eines sehr feinkörnigen, gelblichen oder weisslichen, ebenfalls kalkhaltigen Mergelsandes um so deutlicher sichtbar wird, als die Farben dieser feinen Sandstreifen mit der des Fayencemergels lebhaft contrastiren. Letzterer ist in seinen obersten Lagen graugelb, nach unten zu jedoch hell blaugrau. Die auf weitere Entfernung homogen erscheinenden Fayencemergelbänke zeigen sich bei näherer Betrachtung ebenfalls als papierdünn geschichtet. Als eine Eigenthümlichkeit sei noch bemerkt, dass sich an verschiedenen Stellen im Fayencemergel knollenartige oder flach scheibenförmige Kalksinterbildungen finden, welche als secundäre Absätze der im Fayencemergel circulirenden, mit doppeltkohlensaurem Kalk gesättigten Tagewässer aufzufassen sind. Das ganze Lager ist, wie bereits erwähnt, gegen SO. emporgepresst und dabei am Ausgehenden gestaucht worden, so dass die Grubenwände sehr eigenthümliche Schichtenstörungen hervortreten lassen. Die Figuren 12 und 13 (s. p. 591) stellen derartige Profile dar und lassen die Biegungen der Schichten in zahllos sich wiederholenden parallelen Zickzacklinien erkennen. Figur 13 zeigt ausserdem eine ganz eigenthümlich gestauchte, fette Thonbank von dunkelbrauner Farbe, welche sich an verschiedenen Wänden der Grube verfolgen lässt und die merkwürdigsten Biegungen, apophysenartige Spaltungen, sowie mannichfache Verwerfungen zeigt.

In Figur 14 (s. pag. 592) sehen wir noch die Ueberlagerung des sehr sandigen Geschiebelehmes und zugleich auch das Vorkommen fetzenartiger Bruchstücke desselben in den obersten Lagen des Fayencemergels, welche durch Druck von oben in denselben hineingepresst sein müssen. In gleicher Weise sind kleine nordische Geschiebe bis auf einen Meter Tiefe in dem oberen Theile des Fayencemergels anzutreffen, während der untere sich als völlig geschiebefrei erweist. Besonders interessant ist in diesem Profil die Biegung und Stauchung der bereits oben erwähnten Thonbank.

---

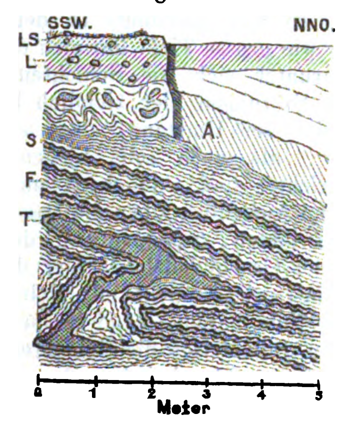
[1]) G. BERENDT, Die Sande im norddeutschen Tieflande und die grosse diluviale Abschmelzperiode. Jahrb. der königl. preuss. geolog. Landesanstalt für 1881. Berlin 1882. pag. 482.

Figur 12.



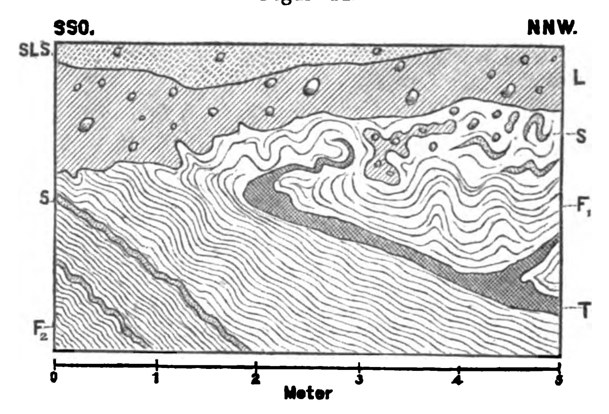

Ausschnitt aus der Steilwand der Fayencemergelgrube bei Lupitz.
Fayencemergel in Wechsellagerung mit feinen hell und dunkel gefärbten Mergelsand- und Sandschichten.

Figur 13.




LS Lehmiger Sand } Reste des Oberen
L Lehm } Diluvialmergels.
F Fayencemergel }
S Feinkörniger Sand } Unteres Diluvium.
T Fetter brauner Thon }
A Schutt.

Figur 14.




Ausschnitt aus der westsüdwestlichen Steilwand der Fayence-Mergelgrube bei Lupitz.

SLS Schwach lehmiger Sand } Reste das Oberen
L Lehm } Diluvialmergels.
S Sehr feinkörniger Sand.
$F_1$ und $F_2$ Fayencemergel von weisslichgelber und graugelber Farbe.
T Fetter brauner Thon.

Was die Erklärung der soeben beschriebenen Schichtenstörungen anlangt, so war allerdings in der Grube nicht zu ermitteln, auf eine wie grosse Tiefe hin sich dieselben verfolgen lassen und ob darunter sich die Schichten horizontal ausgleichen. Dass die Störungen hier ziemlich bedeutenden Umfanges sind, beweist der Umstand, dass sowohl das ganze Fayencemergellager, als auch sein Liegendes, der Untere Diluvialsand aufgerichtet sind. Obgleich nun die Profile nur einen unvollständigen Aufschluss über die Lagerungsverhältnisse des Fayencemergels bieten, scheinen mir doch die erhalten gebliebenen Reste des Geschiebelehmes hier den besten Beweis dafür zu liefern, dass wir es nicht mit Hebungserscheinungen von unten her zu thun haben, sondern dass durch einseitig lastenden Druck des Inlandeises die Schichten am Rande desselben aufgerichtet und nachher bei dem Darüberhinwegschreiten desselben gepresst, gestaucht und zum Theil erodirt wurden.

Die im norddeutschen Flachlande häufig beobachtete discordante Lagerung des Oberen Diluviums auf dem Unteren dürfte in vielen Fällen derartig zu erklären sein, dass Bänke des Unteren Diluviums durch Gletscherdruck mehr oder weniger steil emporgepresst und dann in ihrem oberen Theile beim Vor-

rücken des Eises erodirt wurden, so dass sich die Grundmoräne discordant über die abgeschnittenen Schichten der aufgerichteten oder in anderen Fällen auch nur durchschnittenen Bänke legen musste.

Analogien für derartige oft sehr bedeutende Aufpressungen finden sich in der schwedischen Literatur in reichem Maasse. Um ein besonders instructives Beispiel herauszugreifen, sei an das von A. E. Törnebohm[1]) in einer Mergelgrube bei Lunnertun nördlich von Engelholm beobachtete Profil erinnert, wo ein geschichteter, geschiebeführender Mergel im Winkel von 30° gegen West aufgepresst ist, was nach E. Erdmann's Ansicht dort nur auf Gletscherschub zurückgeführt werden kann.

Zum Schluss sei noch an die nur wenige Meilen von Lupitz entfernt liegenden, von mir aufgefundenen Gletscherschrammen bei Velpke und Danndorf erinnert[2]), welche die ehemalige Inlandeisbedeckung dieser Gegend meiner Ansicht nach ausser allen Zweifel stellen.

## III. Schichtenstörungen in der Rügen'schen Kreide bei Sassnitz.

Auf einer zu Pfingsten dieses Jahres durch die Insel Rügen unternommenen geognostischen Wanderung, welche dem Studium der dortigen Diluvialablagerungen, sowie den in der Kreide vorkommenden und seiner Zeit von Johnstrup so vortrefflich geschilderten Schichtenstörungen gewidmet war, hatte ich Gelegenheit, bei Sassnitz ein interessantes Profil beobachten und näher erforschen zu können. Dasselbe bietet einigen Aufschluss über die Lagerungsverhältnisse des Diluviums in Beziehung zur Rügen'schen Kreide, sowie über die in derselben vorkommenden Störungen, deren Erklärung mit den im Vorhergehenden besprochenen Erscheinungen auf das Innigste zusammenhängt.

Nördlich von dem Ostseebade Sassnitz befinden sich am Rande des schönen Buchenwaldes, der sogenannten Stubnitz, mehrere tiefe Kreidebrüche. Von diesen verdient derjenige des Herrn Küster ein ganz besonderes Interesse, einmal deshalb, weil derselbe bereits durch eine Mittheilung Struckmann's[3]) in der Literatur bekannt geworden ist, und zweitens, weil

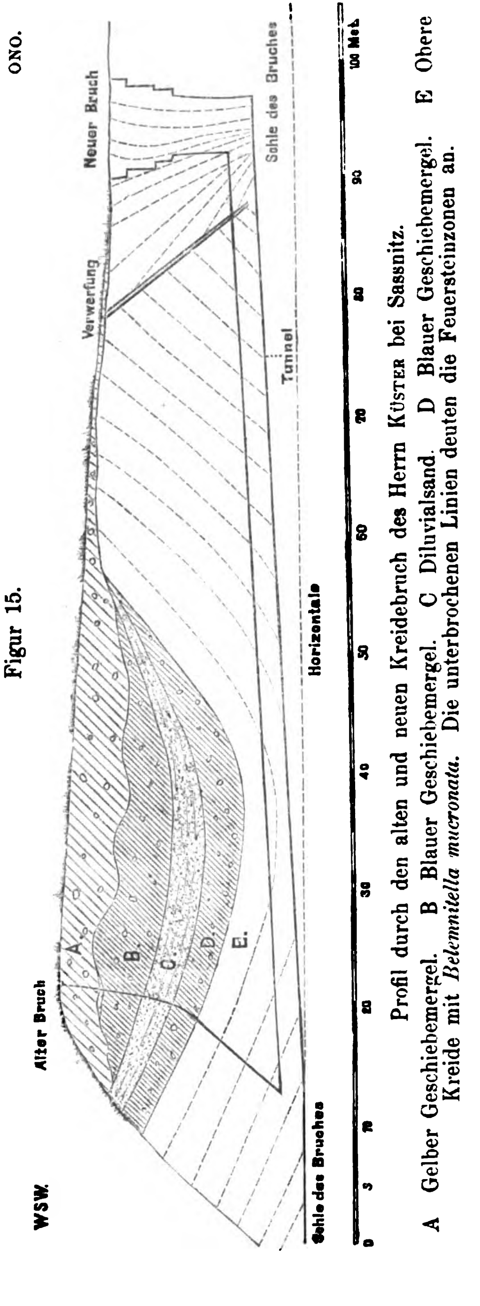
---

[1]) Mitgetheilt von E. Erdmann, Jakttagelser öfver moränbildningar och deraf betäkta skiktade jordlager. Geol. Fören. Förhandlingar Bd. 1. No. 12. Taf. 24. Fig. 25.

[2]) Ueber Gletschererscheinungen bei Velpke und Danndorf. Diese Zeitschrift 1880. Bd. XXXII. pag. 774.

[3]) Diese Zeitschrift 1879. Bd. XXXI. pag. 788.

Figur 15.




Profil durch den alten und neuen Kreidebruch des Herrn Küster bei Sassnitz.

A Gelber Geschiebemergel. B Blauer Geschiebemergel. C Diluvialsand. D Blauer Geschiebemergel. E Obere Kreide mit *Belemnitella mucronata.* Die unterbrochenen Linien deuten die Feuersteinzonen an.

neuerdings durch die Anlage eines neuen Kreidebruches, sowie durch die Herstellung eines Stollns, welcher den alten mit dem neuen Bruche verbindet, ein schönes Profil aufgedeckt worden ist.

Die Oberflächenform ist bei Sassnitz eine wellige und zwar stehen die Kämme der Erhebungen ungefähr senkrecht auf der dort im Allgemeinen von ONO. nach WSW. sich erstreckenden Küstenlinie. An dem ziemlich steilen Westabhange einer derartigen Terrainwelle ist der alte Küster'sche Kreidebruch angelegt und bis zur höchsten Erhebung derselben kesselartig eingeschnitten worden, wie dies aus der beigefügten Figur 15 zu ersehen ist. In diesem Bruche wurde die Kreide von 1864—1880 abgebaut. Da jedoch die auf der Kreide lagernden Diluvialschichten nach OSO. einfallen, mithin bei dem nach Ost vorschreitenden Abbau der Abraum immer mächtiger zu werden drohte und ausserdem kein Platz zur Ablagerung desselben vorhanden war, so wurde der Bruch aufgegeben und eine neue Anlage ausgeführt.

In dem alten Bruche unterschied Struckmann im August 1879 acht verschiedene Diluvialschichten über der Kreide, während ich an den jetzt dort aufgedeckten Grubenwänden nur deren vier beobachten konnte, welche in Fig. 15 dargestellt sind. Von

diesen entsprechen D, B und A den von STRUCKMANN unterschiedenen Schichten 1, 7 und 8, während seine Schichten 2 bis 6 mit der von mir mit C bezeichneten zusammenfallen. In letzterer, von mir als Unterer Diluvialsand aufgefassten Schicht war es mir trotz eifrigen Suchens nicht möglich, die von STRUCKMANN beobachtete Schichtenfolge aufzufinden, wenngleich auch der Sand zuweilen etwas verschiedenkörnig ausgebildet war. Ich nehme deshalb an, dass die von ihm beobachteten Ablagerungen mit Süsswasser- und Meeresconchylien wegen ihrer nur geringen Ausdehnung als linsenförmige, ganz locale Einlagerungen im Unteren Diluvialsande anzusehen sind. Allerdings ist der gute Erhaltungszustand der gefundenen Bivalven immerhin sehr eigenthümlich und konnte STRUCKMANN wohl dazu veranlassen, ein Vorkommen auf primärer Lagerstätte anzunehmen. Da ich meine ganze nur sehr knapp bemessene Zeit auf die Erforschung des ganzen Aufbaus der Schichten verwenden musste, war es mir leider nicht möglich, dieselben hinsichtlich ihrer petrographischen Beschaffenheit so eingehend zu untersuchen, wie ich dies wohl gewünscht hätte. Dazu kam noch, dass die jetzt steil abstürzenden Grubenwände für nähere Beobachtungen nur schwer zugänglich sind. Soviel konnte ich jedoch aus der ganzen äusseren Structur und petrographischen Beschaffenheit ersehen, dass die beiden blauen Geschiebemergelbänke D und B vollkommen mit unserem Unteren, oft ebenfalls sehr thonigen Diluvialmergel der Mark identisch sind, während die obere gelbliche und mehr sandige Ablagerung unserem Oberen Diluvialmergel entspricht. Alle drei Ablagerungen sind als verhältnissmässig geschiebereich zu bezeichnen. In der untersten sowie in der obersten Bank sind Geschiebe von $1\frac{1}{2}$ m. Durchmesser keine Seltenheit, wie ich mich an einem Geschiebehaufen überzeugen konnte, welcher nach Aussage des Werkführers denselben entstammte.

Das Profil Figur 15 beruht auf meinen im alten und neuen Kreidebruch sowie im Tunnel angestellten Beobachtungen und ferner auf Mittheilungen des Herrn R. KÜSTER, welcher mir über die Resultate der von ihm zwischen den beiden Brüchen ausgeführten Bohrungen, sowie über manche andere Punkte mit liebenswürdigster Bereitwilligkeit Auskunft ertheilte.

Im alten Kreidebruche sieht man die Flintzonen in der Kreide im Winkel von 27° gegen OSO. einfallen und beobachtet ein gleiches Einfallen der die Kreide überlagernden Diluvialablagerungen D — B, wobei der parallel geschichtete Untere Diluvialsand genaue Messungen gestattet. Wenn man nur die Aufschlüsse im alten und neuen Bruche gesehen hat und findet, dass in letzterem die Flintzonen nach derselben Richtung, wenn auch viel steiler einfallen, glaubt man es mit

einer zwischen die Kreide eingeschobenen Diluvialscholle zu thun zu haben nach Art der von JOHNSTRUP abgebildeten Profile zwischen dem Brimnitzer und Kolliker Bach[1]), nur müsste es dann auffallen, dass in diesem Falle das Diluvium in der entgegengesetzten Richtung zwischen die Kreide eingekeilt worden wäre. Die Untersuchung des Tunnels entscheidet diese Frage. Der Tunnel, welcher im Jahre 1881 auf eine Länge von 79,5 m durch die Kreide getrieben wurde, besitzt eine Höhe von 2 m, sowie eine untere und obere Breite 2 und 1,5 m. Die Einfahrt in denselben erfolgt von der Sohle des alten Bruches aus. Seine Neigung beträgt, auf die ganze Länge berechnet, 3,72 m. Bildeten die Diluvialschichten eine zwischen der Kreide liegende Scholle, so mussten sie bei ihrer Neigung von 27° von dem Tunnel geschnitten werden. Dies ist jedoch nicht der Fall, denn der ganze Tunnel ist nur durch Kreide geführt worden. Bei meinen Untersuchungen fand ich, dass die Flintzonen am Eingang des Tunnels noch mit 27° einfallen, dann allmählich immer flacher werden, bis man eine Stelle erreicht, wo dieselben fast horizontal zu liegen scheinen. Darüber hinaus richten sie sich mehr und mehr bis zu einem Winkel von 25° nach der entgesetzten Richtung auf. Sechs Meter von dem Eingange im neuen Bruche an gerechnet sieht man im Tunnel eine 2—3 dcm breite Verwerfungskluft, welche von einem grauen, mit scharfkantigen Kreidebruchstücken dicht durchsetzten Thone erfüllt ist. Oestlich von diesem Sprung fallen die Feuersteinzonen gegen OSO. im Winkel von 20° ein und werden schnell immer steiler, bis sie im neuen Bruche fast saiger stehen und nach oben zu nach OSO. überkippen.

Das ganze Profil zeigt somit, dass wir es hier mit einer Faltung, Zerreissung und Zusammenschiebung der Kreide zu thun haben, sodann aber auch, dass diese Störungen erst in einer späteren Diluvialperiode, wahrscheinlich während des Absatzes der letzten Grundmoräne, des Oberen Diluvialmergels, stattgefunden haben müssen, denn die Ablagerungen D, C und B sind offenbar ziemlich horizontal auf der Kreide abgelagert und dann mit ihr zusammen gefaltet worden, während der Obere Diluvialmergel die ganze Kreide mit ihren Biegungen, Aufpressungen und diluvialen Einlagerungen discordant überlagert. Auch JOHNSTRUP hat an den Profilen der Küste von Jasmund nachgewiesen, dass die Kreideschichten erst nach der Ablagerung der zwischen die Kreide eingekeilten Diluvialbänke gestört sein müssen und führt daher das ganze Phänomen auf die bei dem Mächtigerwerden des Inlandeises verstärkte Wirkung des Gletscherschubes zurück.

---

[1]) Siehe diese Zeitschrift 1874. Bd. XXVI. Taf. XII. Fig. 5 u. 6.

## Schlussfolgerungen.

Ein in kurzen Zügen zu entwerfendes Bild derjenigen, im norddeutschen Flachlande allgemeiner anzutreffenden Schichtenstörungen, welche nach meiner Ansicht als Druckwirkungen des vorrückenden Inlandeises ihre natürlichste Erklärung finden, möge den Schluss dieser Abhandlung bilden.

Sind die in der Kreide von Möen und Rügen vorkommenden und von Johnstrup beschriebenen Hebungsphänomene in der That durch den seitlichen Druck des Inlandeises hervorgerufen, so können wir auch annehmen, dass dasselbe bei einer wahrscheinlichen Durchschnitts-Mächtigkeit von mindestens 1000 m[1] gewaltige Veränderungen auf dem Boden des norddeutschen Flachlandes verursachen musste. Der Ansicht Lossen's[2], die meisten Störungen in den Diluvialschichten auf „eine nach oben ungleichmässig fortgepflanzte und dabei in Gleitung und Stauung umgesetzte Bewegung der festen Unterlage" zurückführen zu wollen, steht entgegen, dass sich oft in verhältnissmässig geringer Tiefe vollkommen horizontale Diluvial-Schichten unterhalb der gefalteten und gestörten Ablagerungen finden, und ferner dass die Intensität der Störungserscheinungen in vielen Fällen nach oben hin zunimmt.

Weit davon entfernt, in jedem Falle für analoge Erscheinungen auch ganz gleiche Entstehungsursachen annehmen zu wollen, steht vom Standpunkte der Torell'schen Inlandeistheorie aus nichts im Wege, viele Störungen in den oberen Schichten der Braunkohlenformation auf eine durch seitlichen Druck des schiebenden Eises hervorgerufene Faltung und Zusammenschiebung zurückzuführen, ganz analog den Hebungsphänomenen in der Rügen'schen Kreide. Das häufige Vorkommen von Braunkohlenbruchstücken in den geschichteten und ungeschichteten Diluvialablagerungen beweist zur Genüge, einer wie gewaltigen Zerstörung und Erosion die Braunkohlenformation in der Diluvialperiode ausgesetzt gewesen ist.

Ebenso lassen sich auch viele Störungen in unseren geschichteten Diluvialbildungen, welche meiner Ansicht nach als die durch Gletscherwässer aufbereiteten und umgelagerten Mo-

---

[1]) Nach der Schätzung Penck's. Schwankungen des Meeresspiegels, Separat-Abdr. aus d. Jahrb. 1882 d. geograph. Ges. zu München Bd. VII. pag. 29. Näheres hierüber findet sich in Penck's „Vergletscherung der deutschen Alpen". Leipzig 1882. pag. 193.

[2]) Der Boden der Stadt Berlin pag. 1018.

ränen anzusehen sind [1]), auf die Wirkung des Inlandeises zurückführen. Das häufige Auftreten von Kuppen Unteren Diluvialsandes in der diluvialen Hochfläche, welche den Oberen Diluvialmergel durchragen, findet in manchen Fällen am Besten dadurch eine Erklärung, dass der vor dem steilen und mächtigen Eisrande durch die Gletscherwässer abgelagerte Sand in Folge einseitig lastenden Druckes der Eismassen wall- und sattelartig aufgepresst wurde. Der Ansicht G. Berendt's, welcher zwischen der Ablagerung des Oberen und Unteren Diluvialmergels ein schwimmendes Inlandeis annimmt, unter welchem der Untere Diluvialsand abgesetzt worden wäre, kann ich mich nicht anschliessen. Er sagt, dass sich der Obere Diluvialmergel der hügeligen, soeben dem Meere entstiegenen Oberfläche, welche bereits kuppenartige Anschwellungen des Unteren Sandes zeigte, aufgelagert hätte. Die von ihm herangezogenen, marine Schalreste führenden Ablagerungen Norwegens und Schwedens (Yoldiathone [2])), können für eine derartige interglaciale Senkung des norddeutschen Flachlandes keinen Beweis abgeben, da sie als spätglaciale Ablagerungen aufzufassen sind, welche, wie bereits (pag. 584) erwähnt, nicht mehr vom Gletschereise überschritten wurden und nur auf eine am Schluss der Eiszeit in Skandinavien stattgefundene Senkung [3]) hinweisen. Ich glaube, dass man

[1]) Vergl. meinen Aufsatz im Jahrbuch d. königl. preuss. geolog. Landesanstalt für 1881: Ueber das Vorkommen geschiebefreien Thones in den obersten Schichten des Unteren Diluviums der Umgegend von Berlin.

[2]) G. Berendt, Gletschertheorie oder Driftthеorie in Norddeutschland? Diese Zeitschrift 1879. Bd. XXXI. pag. 10—12.

[3]) Penck, welcher in seiner jüngst erschienenen Abhandlung im Anschluss an Suess die Theorie der seculären Hebungen und Senkungen des festen Landes zur Erklärung der Schwankungen des Meeresspiegels energisch bekämpft hat und annimmt, dass die Ursachen für die Veränderlichkeit der Grenzen zwischen Festland und Meer gesucht werden müssen z. Th in der durch horizontal wirkende Kräfte bedingten Faltung der festen Erdkruste, z. Th. in der veränderlichen localen Attraction, welche die festen Continente gegen die liquiden Wassermassen ausüben, hat den aus dieser Annahme sich ergebenden scheinbaren Widerspruch, welcher darin liegt, dass das Maximum der Ueberfluthung des Festlandes nicht mit dem Maximum der Vereisung in der Glacialzeit zusammenfällt, wo die Attraction am grössten war, sondern nachweisbar gegen Ende dieser Periode stattgefunden hat, in vortrefflicher Weise gelöst. Er folgert, dass bei dem Maximum der Eisbedeckung auf beiden Hemisphären dem Meere eine so grosse Wassermasse entzogen wurde, dass das dadurch bedingte allgemeine Sinken der Meeresoberfläche grösser gewesen sei, als die bei Vermehrung der Continente durch die festen Eismassen ebenfalls vermehrte locale Attraction des Festlandes gegen das Meer. Als dagegen das Eis sich bedeutend gemindert hatte, wurden dem Meere so grosse Wassermengen zugeführt, dass das dadurch hervorgerufene allgemeine Steigen des

wohl berechtigt sein darf, unsere Unteren Diluvialsande als ursprünglich horizontale oder nur wenig geneigte Absätze von Gletscherwässern aufzufassen und dass die meisten Schichtenstörungen in denselben durch Gletscherdruck hervorgerufen wurden. Wenn die Inlandeisdecke die vorher aufgepressten Kuppen überschritt, musste sich die Grundmoräne (der Obere Diluvialmergel) mantelartig um dieselben ablagern und in seiner Mächtigkeit nach oben zu naturgemäss abnehmen. Analogien dafür bieten kuppenartige Erhebungen des festen Gesteins in unserem Diluvium, wie z. B. der Muschelkalk bei Rüdersdorf, der Dewitzer Berg bei Taucha, die Sandsteinerhebungen bei Velpke und andere, wo meist nur eine Grundmoräne von geringer Mächtigkeit zur Ablagerung gelangte.

Die innere Architectur der Kuppen des Unteren Diluvialsandes, welche nach meinen Beobachtungen auf der Section Ketzin fast immer kuppelartig aufgebaut sind, so dass die Schichten des Sandes mit der Erhebung der Berge concordant liegen oder sogar in der Mitte, wie E. Laufer südlich von Brusendorf auf der Section Königswusterhausen [1]) beobachtete, saiger stehen und von dort aus allseitig abfallen, spricht sehr für eine derartige Aufpressung und Zusammenschiebung. Dagegen scheint die Erklärung dieser Erhebungen durch Bewegungen im unterliegenden festen Gebirge geradezu unverständlich, da man in diesem Falle gezwungen wäre, für diese in der Hochfläche sich zwar häufig, aber immerhin vereinzelt findenden Kuppen eine jedesmalige besondere Hebung anzunehmen.

Als das skandinavische Inlandeis auf dem Festlande in Norddeutschland im Vorrücken begriffen war, musste es wegen der grossen Ausbreitung, welche es in der norddeutschen Ebene gewann, bei dadurch bedingter Abnahme seiner Mächtigkeit, an seinem vorderen Rande zunächst sich in einzelne Gletschereisströme (skridjöklar) zertheilen und so sich zungenförmig in das Land hinein erstrecken.

Wenn man unter Annahme der viel bestrittenen Ramsay'schen Theorie, welche neuerdings wiederum in Penck [2]) einen eifrigen Vertreter gefunden hat, die Entstehung der im festen Gestein der ehemaligen Gletschergebiete vorkommenden Gebirgs-

---

Meeresspiegels das locale Sinken desselben, welches nach Verminderung der Eisbedeckung des Festlandes, mithin bei verminderter Attraction, eintreten musste, überwog, so dass man daraus ein Maximum der Ueberfluthung am Schluss der Eiszeit zu folgern berechtigt ist. Ich bin geneigt, mich diesen scharfsinnigen Speculationen vollkommen anzuschliessen. (Schwankungen des Meeresspiegels pag. 62—68.)

[1]) Das Profil wird demnächst in den Erläuterungen zu dieser Section zum Abdruck gelangen.

[2]) Vergletscherung der deutschen Alpen.

seeen zum Theil auf die erodirende Thätigkeit des Gletschereises zurückführt, so kann man sich auch vorstellen, dass im Norddeutschen Flachlande die oben erwähnten Eisströme zum Theil nach vorangegangenen grossen Oscillationen sich in den, dem Eisrande durch hervorströmende Gletscherwasser vorgelagerten, weichen und lockeren Ablagerungen tiefe Wannen eingegraben haben. Mithin würde ein grösserer Theil unserer tiefen, meist langgestreckten und bei aller Abweichung im Wesentlichen von Nord nach Süd gerichteten Seeen ursprünglich einer derartigen directen Gletschererosion seine Entstehung verdanken. Je tiefer die Gletscher ihre Betten einschnitten, um so mehr mussten die Schichten aus ihrer ursprünglichen Lagerung verdrängt werden. Bei dem unaufhaltsamen, jedoch oft mit Oscillationen verbundenen Vordringen des grossen Inlandeises nahm die Mächtigkeit und Ausdehnung dieser Gletscher und in Folge dessen der Seitendruck[1]) derselben gegen ihre sie einengenden Uferränder stetig zu, so dass die Ablagerungen am Rande nothwendigerweise seitwärts geschoben und sattelförmig emporgepresst werden mussten, bis das Eis schliesslich sie selbst überzog.

Auf diese Weise erklärt sich sowohl die schon von Berghaus[2]) hervorgehobene und dann von Berendt[3]) mehrfach betonte häufige Randstellung bedeutender Höhenpunkte an tieferen Seeen resp. an Rändern der Diluvialplateaus im norddeutschen Flachlande, als auch die von Laufer[4]) beobachtete Regelmässigkeit der Sattelbildungen parallel dem Thalrande bei Werder, sowie das Zusammenwirken von Thalbildung und Eisbedeckung, welches er als wahrscheinlich annimmt. Auch der Umstand, dass die Uferränder solcher Seeen häufig bedeutend höher sind, als die innere diluviale Hochfläche findet dadurch eine naturgemässe Erklärung. Dass hingegen solche Aufpressungen allein durch den einseitig lastenden Druck der auflagernden Diluvialmassen nach Aufhebung des Zusammenhanges der Schichten durch die Thalerosion entstanden sein sollten, scheint mir sehr unwahrscheinlich.

Die tiefen Seeen in unserem Diluvium, welche Erosionsthäler des vorrückenden Inlandeises darstellen[5]), sind dem-

---

[1]) Vergl. Johnstrup, Ueber die Lagerungsverhältnisse und die Hebungsphänomene in den Kreidefelsen auf Möen und Rügen. Diese Zeitschrift 1874. Bd. XXVI. pag. 565.

[2]) Landbuch der Mark Brandenburg I. pag. 580.

[3]) Die Diluvialablagerungen etc. pag. 5 u. 81. — Geogn. Beschr. der Gegend von Berlin pag. 24.

[4]) Jahrb. d. k. pr. geolog. Landesanstalt für 1881. pag. 522.

[5]) G. Berendt ist der Ansicht, dass diese Seeen Theile einer ursprünglichen Rinnenbildung sind und glaubt es mit einem „durch all-

nach ursprünglich älter als die Wasserrinnen der Abschmelzungsperiode und erst später von den Schmelzwassern benutzt, erweitert und zum Theil mit einander verbunden worden, so dass dadurch jenes grosse Rinnensystem in unserem norddeutschen Flachlande entstand, auf welches von G. Berendt zuerst die Aufmerksamkeit gelenkt[1]) und welches von ihm als ein nothwendiges Ergebniss der Abschmelzungsperiode[2]) des Inlandeises nachgewiesen worden ist.

---

mähliche Senkung bezw. Zurückbleiben bei allgemeiner Hebung in diese relativ tiefere Lage gekommenen Theile des Gesammtplateaus" zu ihnen zu haben. Berendt u. Dames, Geogn. Beschr. der Gegend von Berlin. Berlin 1880. pag. 27 u. 28.

[1]) Diese Zeitschrift 1879. pag. 13 und Taf. I. — Ebendaselbst 1880. pag. 69 und Taf. VII. — Geogn. Beschr. der Gegend von Berlin 1880.

[2]) Die Sande im norddeutschen Tieflande etc.

## 6. Ueber die Beziehungen von Pachyrisma, Megalodon, Diceras und Caprina.

Von Herrn G. Boehm z. Z. in München.

Hierzu Tafel XXII. u. XXIII.

Die Gattung *Pachyrisma* wurde im Jahre 1850 von Morris und Lycett im Quarterly Journal of the geological society of London pag. 400 aufgestellt und zwar für eine grosse, zweischalige Muschel, welche sich im great oolite von Minchinhampton findet. Die vortreffliche Diagnose, welche die beiden englischen Autoren aufgestellt hatten, wurde alsbald mannigfach bestritten, und auch systematisch ist die neue Gattung verschieden gestellt worden. Heut bringt man wohl allgemein *Pachyrisma* mit *Megalodon* in Verbindung. Ohne bestreiten zu wollen, dass *Pachyrisma*, wenigstens mit gewissen Megalodonten, grosse Aehnlichkeit zeigt, soll es die Aufgabe der folgenden Zeilen sein, nachzuweisen, dass *Pachyrisma* enge Beziehungen zu *Cardium* hat.

Um sich über die Gattung *Pachyrisma* Klarheit zu verschaffen, musste es vor Allem darauf ankommen, Exemplare von der typischen Localität, nämlich von Minchinhampton, zu erhalten; allein dies war schwieriger als man anfänglich vermuthen konnte. Im Münchener palaeontologischen Museum, sowie in der Berliner Universitäts - Sammlung befand sich kein englisches *Pachyrisma*. Im British Museum befinden sich, nach liebenswürdiger Mittheilung des Herrn Hinde, Exemplare mit geschlossenen Klappen, jedoch nicht ein einziges Schlosspräparat. Nur im Hofmineraliencabinet in Wien war ein Schlosspräparat der linken Klappe vorhanden. Dasselbe wurde mir, nebst zwei Exemplaren mit geschlossenen Klappen und anderen, später zu behandelnden Stücken, zu unumschränktem Studium überlassen, wofür ich dem Custos jener Sammlung Herrn Fuchs, zu grösstem Danke verpflichtet bin. Ausser den erwähnten 3 Exemplaren erhielt ich durch Herrn Damon in Weymouth 2 Schlösser von rechten Klappen, welche ich dem Münchener palaeontologischen Museum überlassen habe. Eines derselben ist Taf. XXII. Fig. 1 dargestellt. Das andere ist im Allgemeinen weniger vollständig erhalten, doch ist bei diesem Exemplare der kleine Vorderzahn deutlicher, als bei dem abgebildeten Stück.

Die Gattung *Pachyrisma* wurde von MORRIS und LYCETT ungefähr folgendermaassen charakterisirt [1]):

„Eine länglich herzförmige, gleichklappige, dicke Schale, mit breiten, gebogenen Wirbeln und einem stumpfen, rückwärtigen Kiel; Ligament breit, äusserlich, etwas elliptisch und nach den Wirbeln zu gespalten. Ein breiter, stumpfer, conischer, seitlich comprimirter Hauptzahn in jeder Klappe. Die rechte Klappe besitzt einen kleinen Nebenzahn, welcher sich auf dem vorderen Rande der Grube befindet, die für den Hauptzahn der anderen Klappe bestimmt ist. Zwei Muskeleindrücke. Der hintere liegt auf einer Platte, welche sich unter das Schloss ersteckt. Der vordere ist breit, tief ausgehöhlt, von länglicher Form, mit einem kleinen Zahn auf seinem oberen Rande."

Das erste und wichtigste, was an dieser Diagnose bestritten wurde, war die hintere Muskelleiste. Kein geringerer als DESHAYES stellte dieselbe in Frage. MORRIS und LYCETT hatten dem grossen Conchyliologen englische Exemplare zur Verfügung gestellt, und an diesen war die Muskelleiste in krystallinischen Kalkspath umgewandelt. DESHAYES war berechtigt, zu glauben, dass diese krystallinische Bildung zufällig sei, und dass MORRIS u. LYCETT durch solche zufällige Bildung getäuscht worden wären. In seinem Traité élémentaire de Conchyliologie 1850. II. pag. 184 nimmt DESHAYES die neue Gattung zwar an, allein er verwirft das hintere Septum. PICTET, Traité de paléontologie ed. 2. Bd. 3. 1855. p. 518 schliesst sich hierin DESHAYES vollständig an. WOODWARD selbst, in seinem vortrefflichen Manual of the mollusca ed. 3. 1875. pag. 470, ist über die Existenz einer hinteren Muskelleiste nicht ganz im Klaren. Allein MORRIS und LYCETT hatten richtig beobachtet, und der hintere Muskeleindruck liegt in der That auf einer kräftigen Leiste.

Der zweite hier zu behandelnde Punkt betrifft das Schloss von *Pachyrisma grande*. Die Exemplare, welche MORRIS und LYCETT, A monograph of the mollusca of the great oolite etc. Bd. 3. t. 8. f. 3—4, darstellen, zeigen zwar den vorderen Theil des Schlossapparates, dagegen ist der ganze hintere Theil abgebrochen. Es entsteht so vor Allem die Frage, ob etwa hintere Seitenzähne entwickelt sind. In ihren Diagnosen sagen die englischen Forscher nichts von hinteren Seitenzähnen. DESHAYES lässt es ausdrücklich dahingestellt, ob solche entwickelt seien oder fehlen. WOODWARD erwähnt zwar einen hinteren Seitenzahn, setzt jedoch zweifelnd hinzu, dass man es möglicherweise

---

[1]) MORRIS u. LYCETT, A monograph of the mollusca of the great oolite etc. Bd. 2. pag. 78.

mit einer hinteren Muskelleiste zu thun habe. Leider lässt sich die wichtige Frage auch mit dem vorhandenen englischen Materiale nicht vollständig lösen; denn bei den 3 Schlosspräparaten, welche vorliegen, ist der hintere Theil nicht vollständig erhalten. Immerhin zeigt das abgebildete Exemplar der rechten Klappe eine Einrichtung, welche höchst wahrscheinlich auf das Vorhandensein eines hinteren Seitenzahnes deutet. Man beobachtet nämlich, Taf. XXII. Fig. 1, unter der breiten, kräftigen Bandleiste nach hinten zu eine tiefe Grube, welche gleichsam eine rückwärtige Erweiterung der Bandfurche darstellt. Unter dieser Grube setzt die Schlossplatte fort und zwar in Gestalt einer Platte, welche direct mit dem Schalenrande verschmilzt und so die Grube nach unten abschliesst. Weiter nach unten ist die Schale abgebrochen. Es lässt sich jedoch aus sofort zu erwähnender Analogie vermuthen, dass die genannte Platte einem hinteren Seitenzahne gleichsam als Stütze gedient hat. Es liegt nämlich eine Form von Inwald vor, deren Schloss in jeder Beziehung mit dem Schlosse von *Pachyrisma grande* übereinstimmt. Hier ist nun aber ein hinterer Seitenzahn erhalten. Das Exemplar ist Taf. XXII. Fig. 2 dargestellt. Man beobachtet, wie bei *Pachyrisma grande*, den plumpen Hauptzahn, vor demselben die tiefe Grube für den Hauptzahn der linken Klappe. Auch der vordere Seitenzahn ist entwickelt und zwar auf dem aufgewulsteten, oberen Rande des stark vertieften, vorderen Muskeleindrucks. [1]) Ferner erweitert sich auch hier, entsprechend der obigen Beschreibung, die Bandfurche nach hinten zu einer Grube. Diese Grube wird, ganz wie bei dem behandelten *Pachyrisma grande*, durch einen Fortsatz der Schlossplatte abgeschlossen. Hier aber trägt dieser Fortsatz einen kräftigen, hinteren Seitenzahn. Bei der sonstigen Uebereinstimmung der beiden Schlösser dürfte es wohl berechtigt sein: erstens die Form von Inwald zu *Pachyrisma* zu stellen, zweitens einen hinteren Seitenzahn auch für *Pachyrisma grande* anzunehmen.

Es ergiebt sich aus dem Vorhergehenden, dass die Diagnose von Morris und Lycett, welche ausschliesslich auf *Pachyrisma grande* gegründet war, eine ganz vorzügliche ist. Es wäre nach dem bis jetzt bekannten englischen Materiale nur hinzuzufügen, dass neben einem vorderen wahrscheinlich auch ein hinterer Seitenzahn entwickelt ist.

Neben *Pachyrisma grande* sind nun aber in neuerer Zeit eine Anzahl Formen bekannt geworden, welche ebenfalls zu *Pachyrisma* gehören. Vor Allem wären *Pachyrisma Tombecki*

[1]) Morris und Lycett, A monograph of the mollusca of the great oolite etc. t. 8. f. 4.

Bayan und *Pachyrisma Royeri* Bayan zu erwähnen.[1] Beide Species stammen aus dem sogenannten corallien von Doulaincourt, Dép. Haute-Marne. Dass diese beiden Arten in der That zu *Pachyrisma* gehören, ist wohl nicht zweifelhaft. Es ist deshalb von besonderem Interesse, dass Bayan auch bei ihnen einen hinteren Seitenzahn, wenigstens in der rechten Klappe, constatirt. Ferner ist Bayan der erste, welcher darauf hinweist, dass zuweilen bei *Pachyrisma* schwache, radiale Rippen entwickelt sind. Eine vierte hier zu erwähnende Art ist *Pachyrisma latum* Boehm aus den Kelheimer Diceras-Kalken.[2] Nur die rechte Klappe ist bekannt, allein diese zeigt einen deutlichen, hinteren Seitenzahn. Eine fünfte Species ist *Pachyrisma Beaumonti* Zeuschner aus den tithonischen Kalken von Inwald.[3] Das Münchener palaeontologische Museum besitzt von Inwald eine reiche Suite gut erhaltener Pachyrismen, von denen eines oben schon erwähnt wurde. Die betreffenden Exemplare sind zwar mit den Abbildungen bei Zeuschner nicht ganz in Einklang zu bringen, dennoch spricht alle Wahrscheinlichkeit dafür, dass man es hier mit *Pachyrisma Beaumonti* zu thun hat. Das Vorkommen wird in einer Arbeit über die Bivalven von Stramberg demnächst ausführlich behandelt werden. Hier sei nur erwähnt, dass sämmtliche vorliegenden Stücke jedenfalls einer und derselben Species angehören. Letzteres kann nach meiner Auffassung nicht zweifelhaft sein, denn die Exemplare sind von einer und derselben Localität und stimmen in der äusseren Form sowie im Gesammtcharakter des Schlosses unter sich vollkommen überein. Neben dieser Uebereinstimmung zeigen sich aber auch kleine Differenzen und zwar im Schlossbau. Diese Differenzen erklären sich zum Theil direct aus der verschiedenen Grösse der Individuen. So beobachtet man an dem grossen Exemplare (Taf. XXII. Fig. 2) einen mächtigen, plumpen Hauptzahn. Das kleinere Exemplar (Taf. XXII. Fig. 3) besitzt dagegen einen Hauptzahn, welcher durchaus keine auffallenden Dimensionen zeigt. Ausserdem treten aber noch andere Unterschiede auf, welche sich nicht ohne weiteres auf die verschiedene Grösse der Individuen zurückführen lassen. Bei dem Exemplare Taf. XXII. Fig. 2 erweitert sich, wie oben erwähnt, die Bandfurche nach hinten zu einer Grube. Diese Grube wird

---

[1]) Bayan, Sur la succession des assises et des faunes dans les terrains jurassiques supérieurs. Bulletin de la société géologique de France 1874. pag. 332. t. 10, t. 11. f. 1.

[2]) Boehm, Die Fauna des Kelheimer Diceras-Kalkes. Abth. 2. Palaeontographica Bd. 28. pag. 147. t. 24. f. 1—3.

[3]) Zejszner, Note sur le *Pachyrisma Beaumonti.* Bulletin de la société géologique de France 1862. pag. 529. t. 12.

nach unten durch einen breiten Fortsatz der Schlossplatte abgeschlossen. Bei dem Exemplare Taf. XXII. Fig. 3 ist die Grube nur schwach entwickelt, und die Schlossplatte zeigt nicht jenen breiten, vorher erwähnten Fortsatz. Das Schloss (Taf. XXII. Fig. 2) entspricht, wie schon bemerkt, vollkommen dem Schlosse des *Pachyrisma grande*. Das Schloss (Taf. XXII. Fig. 3) zeigt die Charaktere eines echten Cardienschlosses.

Man hat also zwei Exemplare einer und derselben Species. Eines derselben gehört dem Schlossbau nach fast zweifellos zu *Pachyrisma*. Das andere weist in seinem Schlossbau entschieden auf *Cardium*. Demnach scheint es mir eine unabweisliche Thatsache, dass *Pachyrisma* und *Cardium* im Schlossbau einander sehr nahe stehen.

Das kleinere Exemplar (Taf. XXII. Fig. 3) ist noch nach anderer Richtung hin interessant. Dasselbe steht dem *Cardium septiferum* Buvignier [1]) so nahe, dass man versucht sein könnte, beide Species zu identificiren. Die Formen unterscheiden sich in der That nur ganz minimal und zwar dadurch, dass die hintere Abdachung bei dem *Pachyrisma* von Inwald flach ist, während dieselbe Abdachung bei *Cardium septiferum* etwas ausgehöhlt erscheint. Danach gehören die beiden Formen ganz zweifellos in eine und dieselbe Gattung. Nun ist aber, wie ich nachgewiesen zu haben glaube, das kleine Exemplar von Inwald von dem grossen Exemplare derselben Localität specifisch nicht zu trennen. Letzteres gehört nach meiner Auffassung sicherlich zu *Pachyrisma*, also muss auch *Cardium septiferum* Buvignier zu *Pachyrisma* gestellt werden. Hiermit aber gewinnt man eine zweite Species, deren Schloss vollkommen bekannt ist. Bei dieser Species sowohl, wie bei dem *Pachyrisma* von Inwald ist nicht nur in der rechten, sondern auch in der linken Klappe ein kräftiger, hinterer Seitenzahn entwickelt. Danach ergiebt sich für die Gattung *Pachyrisma* folgende Diagnose:

Schale länglich herzförmig, gleichklappig, häufig, besonders im vorderen Theile, sehr dick, glatt oder concentrisch gestreift, selten mit undeutlichen, radialen Rippen. [2]) Die Oberfläche ist durch einen vom Wirbel zum unteren Rande verlaufenden

---

[1]) Buvignier, Statistique géologique, minéralogique etc. du dép. de la Meuse, Atlas pag. 15. t. 13. f. 1—5. *Cardium septiferum* wird von Stoliczka (Cretaceous fauna of Southern India Bd. 3 pag. 210) zu *Serripes* Beck, einer Untergattung von *Cardium*, gestellt. Der Typus von *Serripes* ist das recente *Cardium groenlandicum* Chemnitz. Ich vermag zwischen dieser Art und *Cardium septiferum* keine engeren Beziehungen zu finden.

[2]) Radiale Rippen sind bei dem grossen Exemplare von Inwald, Taf. XXII. Fig. 2 im hinteren Theile der Schale, sowie auf der hinteren Abdachung, schwach aber sehr deutlich entwickelt.

Kiel in 2 Felder getheilt. Die Wirbel sind kräftig entwickelt, nach vorn umgebogen und mehr oder weniger genähert. Lunula häufig angedeutet. Band äusserlich, auf kurzen aber starken Bandstützen, nach vorn gegabelt. Schlossplatte sehr stark entwickelt. Jederseits ein starker Schlosszahn, der in der rechten Klappe hinter, in der linken Klappe vor einer tiefen Zahngrube liegt. In der rechten Klappe ein kleiner Nebenzahn auf dem vorderen Rande der Hauptzahngrube. Ein mehr oder weniger deutlicher vorderer und hinterer Seitenzahn an den Enden der Schlossplatte. Vorderer Muskeleindruck tief ausgehöhlt, dicht am vorderen Seitenzahn. Hinterer Muskeleindruck auf einer kräftigen, zum Wirbel ziehenden Leiste. Nach dieser Diagnose gehört *Pachyrisma* dem Schlosse nach sicherlich in die Nähe von *Cardium*.

Uebrigens sei hier ausdrücklich bemerkt, dass die obige Fassung der Gattung *Pachyrisma* sich nicht wesentlich von der ursprünglichen Diagnose unterscheidet. Hinzugekommen sind hauptsächlich nur die hinteren Seitenzähne, welche von Morris und Lycett an ihren Exemplaren nicht beobachtet werden konnten. Dieselben sind schon von Bayan, wenigstens für die rechte Klappe, constatirt worden. Zur Gattung *Pachyrisma* gehören vorläufig folgende Formen:

*Pachryrisma Bayani* Gemmellaro (Calcare a Terebratula janitor di Sicilia Bd. 3. pag. 41. t. 8. f. 1.
„ *Beaumonti* Zeuschner (Bulletin France Bd. 19. pag. 529. t. 12).
„ *grande* Morris u. Lycett (Great Oolite Bd. 2. pag. 79. t. 8. f. 1—5).
„ *latum* Boehm (Palaeontographica Bd. 28. pag. 147. t. 24. f. 1—3).
„ *Royeri* Bayan (Bulletin France série 3. Bd. 2. pag. 333. t. 11 f. 1).
„ *septiferum* Buvignier sp. (Meuse, Atlas, pag. 15. t. 13. f. 1—5).
„ *Tombecki* Bayan (Bulletin Fr. série 3. Bd. 2. pag. 332. t. 10).

Was das *Pachyrisma* von Wimmis betrifft[1]), so scheint dasselbe mit dem *Pachyrisma* von Inwald übereinzustimmen. Die vorliegenden Exemplare von Wimmis sind so stark abgerollt, dass sie nicht mit völliger Sicherheit identificirt werden können. Ein ausgezeichnetes *Pachyrisma* kommt auch im Dicératien von Valfin vor. Etallon beschreibt dasselbe als *Car-*

[1]) Ooster, Le corallien de Wimmis pag. 30.

*dium septiferum* Buvignier.[1]) In der That zeigen die betreffenden beiden Formen manche Aehnlichkeit. Allein das *Pachyrisma* von Valfin ist, wie Etallon selbst angiebt, viel grösser, als *Pachyrisma septiferum*, und ist zweifellos von letzterem zu trennen Ein hierher gehöriges Stück von Valfin, welches sich im Münchener palaeontologischen Museum befindet, ist so mangelhaft erhalten, dass weitere Ausführungen nich thunlich erscheinen.

Es wurde schon oben, nach Ausführung der Gattungsdiagnose, angegeben, dass *Pachyrisma* jedenfalls in die Nähe von *Cardium* zu stellen sei. Sieht man sich nun im Speciellen nach Formen um, welche den genannten Vertretern der Gattung *Pachyrisma* nahe stehen, so wird man wohl zuerst auf *Cardium corallinum* Leymerie[2]) verwiesen. Man vergleiche zum Beispiel die rechte Klappe des *Pachyrisma septiferum* Buvignier (Meuse, Atlas, t. 13. f. 1) mit den rechten Klappen von *Cardium corallinum* (diese Arbeit Taf. XXIII. Fig. 1—2). Das Schloss ist bei beiden Arten bis in die Details genau dasselbe, nur ist die Schlossplatte bei *Cardium corallinum* schwächer ausgebildet, als bei *Pachyrisma septiferum*. Der hintere Muskeleindruck liegt hier wie dort auf einer kräftigen Leiste. Dieselbe ragt freilich bei *Cardium corallinum* nicht frei in die Schale hinein, sondern gleicht mehr einer kräftigen Schwiele, die der Schalensubstanz auflagert. Auch die äussere Form zeigt keine wesentlichen Verschiedenheiten. Allerdings sind die hinteren Abdachungen bei *Pachyrisma septiferum* und bei *Cardium corallinum* verschieden gestaltet. Allein dieser Unterschied ist nicht bedeutend und würde an und für sich niemals zu einer weitgehenden Trennung der betreffenden Formen berechtigen. Er kann aber um so weniger in's Gewicht fallen, als ähnliche Differenzen in der Gattung *Pachyrisma* selbst auftreten. So bildet zum Beispiel die hintere Abdachung bei *Pachyrisma grande* mit der Seitenfläche einen spitzen, bei *Pachyrisma latum* einen stumpfen Winkel. Dieser Unterschied ist für die Erscheinung der Gesammtform sehr bedeutsam. Bei *Pachyrisma grande* erscheint dadurch die ganze hintere Abdachung stark vertieft. Bei *Pachyrisma latum* ist von dieser höchst charakteristischen Vertiefung natürlich nichts zu beobachten. Zwischen *Pachyrisma grande* und *Pachyrisma latum* ist demnach der Unterschied in Betreff der hinteren Abdachung jedenfalls bedeutender, als zwischen *Pachyrisma septiferum* und *Cardium corallinum*.

---

[1]) Etallon, Études paléontologiques sur les terrains jurassiques du Haut-Jura. Monographie du corallien. Vertébrés etc. pag. 84.
[2]) Palaeontographica Bd. 28. pag. 151.

Ein Hauptunterschied zwischen den Vertretern von *Pachyrisma* und *Cardium corallinum* liegt darin, dass letztere Art starke, radiale Rippen besitzt, während die Pachyrismen mehr glatt sind. Allein die radiale Berippung ist bei vielen echten Cardien, wie zum Beispiel bei den Cardien der Untergattung *Laevicardium* SWAINSON recht schwach ausgebildet. Andererseits ist die radiale Sculptur bei *Pachyrisma,* wenn nicht stark entwickelt, so doch wenigstens angedeutet. Man wird also vielleicht zugeben können, dass auch der Unterschied in der Berippung nicht absolut wesentlich ist, und dass gewisse Arten der Gattung *Pachyrisma* und *Cardium corallinum* in der That einander recht nahe stehen. *Cardium corallinum* wird aber mit vollem Rechte von allen Autoren zu *Cardium* gestellt. Sollte demnach *Pachyrisma* nicht wenigstens in die Nähe von *Cardium* zu stellen sein? Selbst der Vergleich zwischen *Pachyrisma* und einem recenten *Cardium* bietet keine erheblichen Schwierigkeiten. Man betrachte zu diesem Zwecke zum Beispiel *Cardium pseudolima* LAMARCK, welches Taf. XXIII. Fig. 3 dargestellt ist. Das Schloss entspricht durchaus dem Schlosse von *Pachyrisma septiferum.* Sogar eine Schlossplatte ist entwickelt, nur ist dieselbe weniger kräftig, als bei den Vertretern der jurassischen Gattung, Ferner ist bei *Cardium pseudolima* auch der vordere Muskeleindruck stark vertieft, und die Art ist nicht weniger dickschalig, als gewisse Pachyrismen. Was die äussere Form betrifft, so zeigt *Cardium pseudolima* freilich keine eigentliche, hintere Abdachung, wie sie bei *Pachyrisma* auftritt. Allein man findet solche hinteren Abdachungen bei Untergattungen der echten, recenten Cardien, so vor Allem bei *Fragum* BOLTEN. Als durchgreifende Differenz zwischen *Pachyrisma* und recenten Cardien bliebe eigentlich nur die hintere Muskelleiste. Dieselbe ist meines Wissens bei lebenden Cardien nicht beobachtet worden. Sie findet sich, wenn auch etwas anders gestaltet, bei einem fossilen *Cardium,* nämlich bei *Cardium corallinum.*

Jedenfalls dürfte es nach den obigen Ausführungen kaum fraglich sein, dass man *Pachyrisma* in die Nähe von *Cardium* zu stellen habe.

Die soeben entwickelte Ansicht steht nicht ganz im Einklange mit der Auffassung, welche man bisher von der Gattung *Pachyrisma* hatte. DESHAYES stellte das Genus zu den Carditen, PICTET zu seinen Astartiden. Da jedoch diese beiden Forscher die wichtige, hintere Muskelleiste nicht mit in Rechnung zogen, so mögen ihre Ansichten hier nur eben erwähnt sein. Fast alle übrigen Autoren haben *Pachyrisma* in mehr oder weniger enge Verbindung mit *Megalodon* gebracht. Schon MORRIS und LYCETT hielten die genannten beiden Gattungen

für stammverwandt und wollten sie zu einer Familie der *Megalonidae* vereinigen.[1]) ZITTEL, in seinem Handbuche der Palaeontologie Bd. 1. Abth. 2. pag. 69, bildet aus *Megalodon*, *Pachyrisma* und *Dicerocardium* die Familie der *Megalodontidae*. Was in dieser Familie der *Megalodontidae* zuerst *Dicerocardium* betrifft, so ist das Schloss dieser Gattung so gut wie unbekannt. Es wäre nicht unmöglich, dass die bizarren Formen, welche man unter jenem Namen zusammenfasst, unter sich und von *Megalodon* sehr verschieden sind. *Megalodon* selbst fasst — natürlich nach Ausschluss von *Mecynodon* KEFERSTEIN — recht verschiedene Formen zusammen. Nimmt man nur die extremen Formen, *Megalodon cucullatus* GOLDF. und *Megalodon chamaeformis* GÜMBEL, so zeigen die Schlösser sehr beträchtliche Differenzen. Bei *Megalodon cucullatus* befinden sich in der linken Klappe zwei Zähne, und zwar ist der hintere Zahn der bei weitem stärkere. Der Hauptzahn der rechten Klappe greift zwischen jene beiden Zähne, also vor den Hauptzahn der linken Klappe. Bei *Megalodon chamaeformis* dagegen greift der Hauptzahn der rechten Klappe hinter den Hauptzahn der linken Klappe. Freilich scheint es, als ob diese Differenzen durch Uebergangsformen, wie *Megalodon Damesi* R. HOERNES vermittelt werden. Allein es wäre trotzdem vielleicht doch möglich, dass unter dem Namen *Megalodon* heute noch verschiedene Gattungen zusammengefasst werden.[2]) Wir dürfen hoffen, demnächst durch die kundige Feder von R. HOERNES über diese interessanten Verhältnisse den besten Aufschluss zu erhalten. Bis dahin aber wird man gut thun, wenn man zum Vergleich mit *Pachyrisma* nur denjenigen *Megalodon* heranzieht, welcher der Gattung *Pachyrisma* vor Allem nahe stehen soll. Es ist dies *Megalodon chamaeformis*, für den GÜMBEL die Untergattung *Pachymegalodon*[3]) gebildet hat. Diese Art unterscheidet sich von *Pachyrisma* vor Allem dadurch, dass ein hinterer Seitenzahn nicht oder doch nur sehr schwach entwickelt ist. Dadurch sind vordere und hintere Hälfte des Schlossapparats bei *Megalodon chamaeformis* weit weniger symmetrisch, als dies bei *Pachyrisma* der Fall ist. Auch die kräftige Bandstütze, welche man bei allen Pachyrismen beobachtet, ist in dieser Weise bei *Megalodon chamaeformis* nicht entwickelt. Es scheint demnach, als ob selbst *Pachymegalodon* sich von *Pachyrisma* nicht unbedeutend unter-

---

[1]) MORRIS u. LYCETT, A monograph of the mollusca of the great oolite etc. Bd. 2. pag. 78.

[2]) Es sei ausdrücklich bemerkt, dass diese Annahme ganz hypothetisch ist. Ich erlaube mir über die Megalodonten als solche nach keiner Richtung hin ein Urtheil.

[3]) GÜMBEL, Die Dachsteinbivalve und ihre alpinen Verwandten. Sitzungsber. d. kaiserl. Ak. d. Wissensch., Wien, Bd. 45. pag. 375.

schiede; und doch soll gerade *Pachymegalodon* den Uebergang zwischen *Megalodon* und *Pachyrisma* bilden.

Andererseits muss nun freilich zugegeben werden, dass die äussere Aehnlichkeit gewisser Pachyrismen mit *Megalodon* geradezu überraschend ist. Es gilt dies jedoch, wie ausdrücklich hervorgehoben werden muss, nur für Pachyrismen mit vertiefter, hinterer Abdachung. Hierher gehören vor Allem *Pachyrisma grande* und *P. Bayani*. Die Exemplare, welche von ersterer Species vorliegen, sind, abgesehen vom Erhaltungszustande, gewissen Megalodonten zum Verwechseln ähnlich. Was *Pachyrisma Bayani* betrifft, so liegt mir von dieser Tithonspecies ein Gypsabguss vor, welchen ich der Liebenswürdigkeit des Herrn Gemmellaro verdanke. Derselbe könnte durchaus und nach jeder Richtung von einem grossen, alpinen Megalodonten herrühren. Solche Erscheinungen machen es leicht erklärlich, dass man *Pachyrisma* stets mit *Megalodon* in Verbindung gebracht hat.

In neuester Zeit hat R. Hoernes versucht [1]), enge, verwandtschaftliche Beziehungen zwischen *Megalodon* und *Diceras* nachzuweisen. Ein solcher Versuch stösst, wie R. Hoernes selbst andeutet, auf sehr beträchtliche Schwierigkeiten. Bei *Diceras* beobachtet man in der rechten Klappe einen sehr grossen, mehr oder weniger gebogenen, meist ohrförmigen Hauptzahn. Vor diesem befindet sich der kleine Vorderzahn. Derselbe ist stets so schwach entwickelt, dass er vielleicht besser nicht als Zahn, sondern mit Bayle [2]) als ein Wulst aufgefasst wird.

Hiermit dürfte das Schloss der rechten Klappe irgend eines bekannten Megalodonten nach meinem Dafürhalten nicht leicht zu vergleichen sein. Ganz verschieden aber scheinen mir die Schlösser der linken Klappen. Niemals beobachtet man in der linken Klappe eines Diceraten zwei Zähne, immer nur einen Zahn; eine Thatsache, auf welche auch Teller in seiner neueren Publication hinweist. [3]) Freilich beharrt R. Hoernes in einer eben erschienenen Abhandlung [4]) bei seiner Ansicht, dass die linke Klappe der Diceraten zwei Zähne besitze. Allein ich kann in diesem Punkte jenem hochver-

[1]) R. Hoernes, Die Entfaltung des *Megalodus*-Stammes in der jüngeren mesozoischen Formation. Kosmos 1881. pag. 422.

[2]) Bayle, Observations sur quelques espèces du genre Diceras in Bayan: Études faites dans la collection de l'école d. mines etc. fasc. 2. 1873.

[3]) Teller, Ueber die Analogien des Schlossapparates von *Diceras* und *Caprina*. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1882. No. 8. pag. 131.

[4]) R. Hoernes, Ueber die Analogien des Schlossapparates von *Megalodus*, *Diceras* und *Caprina*. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1882. No. 10. pag. 179.

dienten Forscher nicht beistimmen. Ich habe das Schloss der linken Klappe von mindestens 30 Diceraten präparirt. Dieselben gehören verschiedenen Arten an. Bei keinem derselben glaube ich in der linken Klappe zwei Zähne annehmen zu dürfen. HOERNES stützt sich wiederholt auf jene Leistchen, welche A. FAVRE [1]) am hinteren Schalenrande der linken Klappe des *Diceras arietinum* beobachtet hat. Aehnliche Leistchen sind auch bei anderen Arten vielfach entwickelt. Jedoch glaube ich nicht, dass man vorläufig berechtigt ist, diese Bildungen morphologisch als Zähne zu betrachten.

Vielleicht werden weitere Forschungen darthun, dass jene Leistchen entwickelungsgeschichtlich in der That Zahnrudimente sind. Allein man kann sich auf diese muthmaassliche Entwickelung nicht stützen, denn gerade sie soll ja eben bewiesen werden. Ich wiederhole, dass nach unseren heutigen Kenntnissen die linke Klappe aller Diceraten nur einen Zahn besitzt. Nun könnte man vielleicht sagen, dass die linke Klappe von *Megalodon chamaeformis* eigentlich auch nur einen Zahn besitzt, allein dieser ist mit dem entsprechenden Zahne eines Diceraten nicht zu vergleichen. Bei *Megalodon chamaeformis* erstreckt sich der betreffende Zahn vom Wirbel quer über die Schlossplatte. Bei den Diceraten erscheint er fast durchgehend wie eine Aufwulstung des vorderen Theiles der Schlossplatte. Die Zahl der Hauptzähne ist demnach vielleicht bei *Megalodon chamaeformis* und bei Diceraten dieselbe, nämlich je ein Zahn in jeder der linken Klappen. Der Charakter des Schlosses ist trotzdem in beiden Fällen ein durchaus verschiedener. Der Charakter des Schlosses aber ist das entscheidende, nicht die Zahnformel. Letztere schwankt häufig in derselben Gattung sehr beträchtlich. Vor Allem aber ist hier zu beachten, dass der Begriff „Zahn“ von verschiedenen Autoren sehr verschieden aufgefasst wird. Der eine nennt „bourrelet“ und „zufällige Aufwulstung“ was der andere als „Zahn“ und „Zahnrudiment“ bezeichnet. Ueber solche Auffassungen zu discutiren, scheint wenig förderlich; es sei denn, dass man sich auf genaue, entwickelungsgeschichtliche Daten stützt. So lange letztere nicht vorliegen, dürfte es sich empfehlen, individuelle Anschauungen möglichst auszuschliessen, und neben den zweifellosen Zähnen vor Allem den Gesammtcharakter des Schlosses zu berücksichtigen.

Die Uebereinstimmung der Schlösser von *Megalodon* und *Diceras* scheint mir eine recht geringe. Sehr gross dagegen ist die Uebereinstimmung der Schlösser von *Diceras* und *Caprina*. [2])

[1]) A. FAVRE, Observations sur les *Diceras* pag. 23.

[2]) Unter dem Namen *Caprina* sind in obiger Arbeit auch diejenigen Formen einbegriffen, welche man in neuerer Zeit häufig abgetrennt und

Letzterer Punkt ist nicht zweifelhaft. In welcher Weise aber jene Uebereinstimmung zwischen *Diceras* und *Caprina* aufzufassen sei, darüber gehen die Meinungen verschiedener Autoren auseinander. Die hier herrschenden Differenzen haben in neuerer Zeit zu lebhaften Controversen Anlass gegeben; es mag deshalb an dieser Stelle versucht sein, zur Lösung der Frage etwas beizutragen.

Bekanntlich sind die Vertreter der Gattung *Diceras* bald mit der rechten, bald mit der linken Klappe angeheftet, allein die Aenderung in der Anheftung vollzieht sich ohne jede wesentliche Aenderung im Schlossbau. Mit anderen Worten, ein *Diceras* bleibt im Grossen und Ganzen dieselbe Form, gleichgültig, ob es rechts oder links angeheftet ist. Diese Anschauung ist heut bereits von mehreren Seiten als richtig anerkannt worden. Vor Allem ist wichtig, dass Munier-Chalmas, der ausgezeichnete Kenner der Diceraten, dieselbe unverändert acceptirt hat.[1]) Es dürfte demnach feststehen, dass die Anheftung bei Diceraten, nämlich ob rechts ob links, gänzlich belanglos ist. Demnach kann man beim Vergleich mit *Caprina* ebenso gut ein rechts wie ein links angeheftetes *Diceras* verwerthen, obgleich *Caprina* selbst stets rechts angeheftet ist. In Folge der erwähnten Thatsache kommt es nun auch nicht mehr darauf an, dass man die freie Klappe eines Diceraten mit der freien Klappe einer *Caprina*, die angeheftete mit der angehefteten vergleiche. Ebensowohl könnte man die freie Klappe einerseits mit der angehefteten Klappe andererseits und umgekehrt in Parallele stellen, denn die Anheftung ist eben ohne weiteren Einfluss. Ich wiederhole, die rechte, beziehungsweise linke Klappe eines Diceraten bleibt ihrem Schlosscharakter nach stets rechte oder linke Klappe, gleichgültig, ob sie frei oder angeheftet ist. Wenn also Teller[2]) zum Vergleich mit *Caprina* ein links angeheftetes *Diceras* verwendet, R. Hoernes[3]) dagegen ein rechts angeheftetes *Diceras*, so ist dies an und für sich ein ganz unwesentlicher Unterschied. Nur vereinfacht man die Darstellung, wenn man die Ausdrücke „rechts angeheftet“ und „links angeheftet“ vollkommen streicht.

---

unter dem Namen *Plagioptychus* zusammengefasst hat. Man vergleiche Chaper, Observations sur une espèce du genre *Plagioptychus* in Bayan: Études faites dans la collection de l'école des mines etc. fasc. 2. p. 86, und Zittel, Handbuch der Palaeontologie Bd. 1. Abth. 2. pag. 78.

[1]) Munier-Chalmas, Études critiques sur les Rudistes. Bulletin de la société géologique de France 1882. Serie 3. Bd. 10. pag. 475.

[2]) Teller. Ueber neue Rudisten aus der böhmischen Kreideformation. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. in Wien, Bd. 75. 1877, Separat-Abdr. pag. 10.

[3]) R. Hoernes, Die Entfaltung des *Megalodus*-Stammes in den jüngeren mesozoischen Formationen, Kosmos 1881. pag. 426.

Genau dasselbe gilt für die Ausdrücke „grössere Klappe“ und „kleinere Klappe“. Auch diese Ausdrücke sind für die vorliegende Frage ohne jede weitere Bedeutung. Man wird auch sie, der Einfachheit wegen, am besten gänzlich vermeiden. Was schliesslich die Einrollungsverhältnisse betrifft, so sind sie für das beschränkte vorliegende Gebiet ebenfalls belanglos. Es ist hier nicht der Ort, auf diese Verhältnisse näher einzugehen. Ich beschränke mich, in dieser Hinsicht auf die zwar kurzen, aber lichtvollen Auseinandersetzungen von Munier-Chalmas [1]) hinzuweisen. Auch die Ausdrücke „rechts eingerollt“ und „links eingerollt“ werden am besten gänzlich vermieden. Für das vorliegende beschränkte Gebiet sind nach unserer heutigen Kenntniss die Ausdrücke „rechte Klappe“ und „linke Klappe“ vollkommen ausreichend. [2]) Jede andere Bezeichnung kann die Klarstellung der Thatsachen nur erschweren.

Nach der obigen Ausführung besteht die Differenz zwischen Teller und R. Hoernes darin, dass Teller die rechte Klappe eines Diceraten mit der linken Klappe einer *Caprina* vergleicht und umgekehrt; R. Hoernes dagegen die rechte mit der rechten, die linke mit der linken Klappe. Teller ist zu seinen Anschauungen wesentlich dadurch gekommen [3]), dass die entgegengesetzten Klappen beider Gattungen die gleiche Zahnformel besitzen. In der That zeigt die rechte Klappe von *Diceras* und die linke von *Caprina* [4]) je zwei Zähne, die linke von *Diceras* und die rechte von *Caprina* je einen Zahn.

Der Zahnformel nach ist also Teller zweifellos zu seiner Anschauung berechtigt. Allein wie so häufig ist auch hier die Zahnformel dem individuellen Ermessen anheim gestellt. Mehrere Autoren betrachten den vorderen Zahn der rechten Klappe eines *Diceras* nicht als selbstständigen Zahn, sondern nur als Wulst. Auch hier wird man gut thun, nicht allein die Zahnformel, sondern auch den Charakter des Schlosses entscheiden zu lassen. In diesem Falle aber ist nach meinem Dafürhalten kaum ein Zweifel möglich. Man kann die rechte Klappe

---

[1]) Munier-Chalmas, Études critiques sur les Rudistes. Bulletin de la société géologique de France 1882. Serie 3. Bd. 10. pag. 475.

[2]) Diese Ausdrücke reichen nicht mehr aus, wenn man z. B. *Chama* zum Vergleich mit heranzieht; Munier-Chalmas, l. c. pag. 473, und vor Allem die einfache und klare Darstellung von Teller, Verhandl. der k. k. geol. Reichsanst, Wien 1882. No. 8. pag. 134.

[3]) Teller, Ueber die Analogien des Schlossapparates von *Diceras* und *Caprina*. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. 1882. No. 8. pag. 130.

[4]) Man vergleiche hierzu die vorzügliche Abbildung in Zittel's Handbuch der Palaeontologie Bd. 1. Abth. 2. f. 113.

eines Diceraten nur mit der rechten Klappe einer *Caprina*, die linke nur mit der linken vergleichen.

Es ist das grosse Verdienst von v. HAUER, die Analogien des Schlossapparates beider Gattungen und zwar bereits im Jahre 1846 in glücklichster Weise zum Ausdruck gebracht zu haben. In seiner Arbeit über *Caprina Partschi*, Naturwissenschaftliche Abhandlungen, herausgegeben von HAIDINGER, Bd. 1. pag. 114, vergleicht HAUER *Caprina Partschi* HAUER mit *Diceras Luci* A. FAVRE. Noch heute könnte man zum Vergleich keine bessere Species heranziehen als *Diceras Luci*. Diese Art ist besonders geeignet, weil bei ihr, wie bei *Caprina*, die Muskeleindrücke der rechten Klappe erhöht und gleichsam in der Ebene der Schalenöffnung liegen. Vergleicht man die von HAUER citirte Abbildung des *Diceras Luci*[1]) mit der rechten Klappe der *Caprina Aguilloni* (= *Caprina Partschi*, nach ZITTEL) in ZITTEL's Handbuch der Palaeontologie Bd. 1. Abth. 2. f. 113, so ist die Uebereinstimmung ganz augenfällig. Es fehlt bei *Caprina* der zahnförmige Wulst, welcher bei *Diceras* entwickelt ist. Ferner fehlt bei *Diceras* die Grube, welche man — d′ bei ZITTEL — an *Caprina* beobachtet. Sonst stimmen Schloss- und Muskelapparat bis in die Details überein, und der Gesammtcharakter ist durchaus derselbe. Die linken Klappen der beiden Species zeigen freilich einige Unterschiede. Der vordere Muskeleindruck der linken Klappe liegt bei *Caprina Aguilloni* — a bei ZITTEL — in der Ebene der Schlossplatte, während er bei *Diceras Luci* direct auf der Schale lagert.[2]) Ferner findet sich für den hinteren Zahn der linken Klappe — c′ bei ZITTEL — bei *Diceras* kein Analogon. Diese Differenzen sind nicht unbedeutend, allein trotzdem ist der Gesammtcharakter des Schlosses bei beiden Klappen ein sehr ähnlicher. Auch dies ist bereits von HAUER in vortrefflicher Weise dargethan worden.[3])

Es ist im Vorhergehenden gezeigt worden, dass die rechten Klappen von *Caprina Aguilloni* und *Diceras Luci* fast voll-

---

[1]) A. FAVRE, Observations sur les *Diceras* t. 4. f 4.

[2]) Der vordere Muskeleindruck der linken Klappe ist an der Abbildung bei A. FAVRE t. 5. f. 1. nicht zu beobachten, scheint demnach auch an den Exemplaren vom Mont Salève sehr schwach entwickelt zu sein. *Diceras Luci* tritt zahlreich und gut erhalten in den tithonischen Kalken von Stramberg auf. Es wurden von dieser Localität mehr als 20 linke Klappen vollständig präparirt. Stets ist der vordere Muskeleindruck schwach entwickelt oder überhaupt nicht zu beobachten. Eine auffällige Erscheinung, besonders da der entsprechende Muskeleindruck der rechten Klappe meist sehr kräftig entwickelt ist.

[3]) l. c. pag. 114. Zeile 4 von unten muss es hier nicht f. 5, sondern f. 4 heissen. Es geht sofort aus dem Text hervor, dass es sich nur um einen Druckfehler handelt.

ständig übereinstimmen, dass dagegen die linken Klappen einige Differenzen aufweisen. Es existirt nun aber eine Gattung, welche mit *Diceras* nahe verwandt ist, und bei welcher im Vergleich mit *Caprina* selbst die letzten Unterschiede vollständig schwinden. Diese Gattung hängt demnach im Schlossbau noch inniger als *Diceras* mit *Caprina* zusammen. Es ist dies *Monopleura* Mathéron. Man vergleiche hierzu die Abbildungen von *Monopleura varians* Mathéron in Zittel, Handbuch der Palaeontologie Bd. 1. Abth. 2. f. 107. Die rechte Klappe dieser Species stimmt vollständig mit der rechten Klappe der *Caprina Aguilloni* überein. Sie besitzt selbst die Grube über dem Zahne, welche zur Aufnahme des hinteren Schlosszahnes der linken Klappe bestimmt ist; jene Grube, welche *Diceras Luci* nicht besitzt. Auch die linken Klappen stimmen vollständig überein. Denn bei *Monopleura* liegt, wie bei *Caprina,* der vordere Muskeleindruck in der Ebene der Schlossplatte. Ferner ist bei beiden ein hinterer Seitenzahn entwickelt. Um den Vergleich vollständig zu machen, sind beide Gattungen stets rechts angeheftet, zeigen beide Gattungen dieselbe Ungleichklappigkeit und dieselbe äussere Form.

Die Uebereinstimmung zwischen *Diceras* und *Monopleura* einerseits, *Caprina* andererseits ist also eine ausserordentlich grosse. Dennoch, meine ich, sind diese Gattungen ohne weiteres nicht zusammenzufassen. Es liegt ein fundamentaler Unterschied vor, welcher vorläufig durch nichts ausgeglichen ist. Es ist dies das Canalsystem in der inneren Schalenschicht der linken Klappe von *Caprina.* Auch dies hat Hauer bereits betont. Es existirt nichts Aehnlishes, weder bei *Diceras,* noch bei den nahestehenden *Requienia* und *Monopleura.* Legt man einen Schnitt quer durch beide Klappen eines Diceraten, so beobachtet man, dass überall die Schichten compact sind. Dasselbe Resultat ergiebt sich für *Requienia* und *Monopleura.* Man hat nun freilich darauf hingewiesen, dass das Canalsystem von *Caprina* bei jenen Gattungen angedeutet sei. Die feine, radiale Streifung, welche man auf der Oberfläche der Innenschicht von *Requienia* und *Monopleura* beobachtet, sollte das Residuum eines ehemaligen Canalsystems sein. Allein jene Streifung und dieses Canalsystem stehen, soweit wir bis jetzt beurtheilen können, schwerlich in ursächlichem Zusammenhange. Aehnliche radiale Streifung beobachtet man auch bei anderen Gattungen, und zwar in Gattungen, bei denen jene Sculptur nicht wohl als ein wenig entwickeltes Canalsystem aufzufassen ist. Die hierher gehörigen, anscheinend recht complicirten Erscheinungen, sind noch zu wenig studirt, um für weitgehende Schlüsse verwendet werden zu können.

In vorliegender Arbeit wurde versucht, nachzuweisen, dass *Pachyrisma* und *Cardium* keine wesentlichen Verschiedenheiten zeigen, und dass diese beide Gattungen wahrscheinlich einander sehr nahe stehen. Da man *Pachyrisma* bisher meist mit *Megalodon* in Verbindung gebracht hat, so entsteht die Frage, ob *Megalodon* ganz oder theilweise in die Nähe von *Cardium* zu stellen ist. Diese Frage wage ich mit dem mir vorliegenden Materiale nicht zu lösen. Ein etwaiger, genetischer Zusammenhang zwischen *Megalodon* und *Diceras* bedarf noch eingehender Begründung. Grosse Aehnlichkeit besitzen die inneren Einrichtungen von *Diceras*, *Monopleura* und *Caprina*. Trotzdem wird man diese drei Gattungen vorläufig nicht zusammenfassen dürfen, denn für das merkwürdige Canalsystem von *Caprina* ist bei *Diceras* und *Monopleura* kein Analogon nachweisbar.

# 7. Zur Kritik der Gattung Praeconia.

Von Herrn G. Boehm z. Z. in München.

Hierzu Tafel XXIII. bis XXVII.

Die Gattung *Praeconia* wurde im Jahre 1870 von Stoliczka gegründet und in seinem Werke: Cretaceous Fauna of Southern India Bd. 3. pag. 278 folgendermaassen charakterisirt: „Oval, verlängert, solid, sehr ungleichseitig, die Wirbel weit vorn, genähert, gekrümmt; die Oberfläche mit concentrischen Lamellen oder Streifen. Kräftige Muskeleindrücke. Das Schloss besitzt zwei Hauptzähne in der linken und drei in der rechten Klappe. Der vordere Hauptzahn der rechten Klappe ist oft verkümmert, die hinteren Hauptzähne beider Klappen sind verlängert; manchmal scheint ein hinterer Seitenzahn angedeutet zu sein."

Die neue Gattung ist von mehreren Seiten angenommen worden, und man hat derselben eine ganze Reihe von Arten zugewiesen. Keine einzige dieser Arten ist, was das Schloss betrifft, mit obiger Diagnose in Einklang zu bringen. Die folgenden Zeilen mögen dies zu zeigen versuchen.

Als Typus der Gattung *Praeconia* nennt Stoliczka:

*Astarte terminalis* F. Roemer.

*Cardita megalodonta* Quenstedt, Handbuch der Petrefactenkunde ed. 2. pag. 646. t. 56. f. 24.

*Astarte terminalis* Laube, Die Bivalven des braunen Jura von Balin etc. pag. 37. t. 4. f. 11.

(Man vergl. die Literatur-Angaben in diesem Werke.)

*Praeconia terminalis* Zittel, Handburch der Palaeontologie Bd. 1. Abth. 2. pag. 66.

Die typische Species stammt aus dem Unteroolith von Bayeux. Laube erwähnt das Vorkommen auch aus dem braunen Jura von Balin. Das Originalexemplar von Laube zeigt in der linken Klappe einen spitzen, vorderen und einen weniger starken hinteren Zahn, zwischen beiden eine tiefe Grube. Das Schloss der rechten Klappe besitzt nur einen kräftigen Zahn. Hiermit sind die Angaben in der Diagnose von *Praeconia* nicht zu vereinigen. Es könnte nun freilich die Frage

entstehen, ob *Astarte terminalis* von Balin und *Astarte terminalis* von Bayeux identisch sind. Von letzterer Localität stellte mir Herr BEYRICH in liebenswürdigster Weise ein Exemplar zur Verfügung. Leider gelang es bei der sehr dünnen Schale nicht, das Schloss zu präpariren. Aeusserlich aber sind die Vorkommnisse von Balin und Bayeux so ähnlich, dass an der Identität der Species kaum zu zweifeln ist. Für diese Identität spricht aber ausserdem noch *Cardita megalodonta* QUENSTEDT aus dem braunen Jura von Moutiers. Ich verdanke Herrn VON QUENSTEDT die Originale dieser Art. Dieselben stimmen in der äusseren Form vollkommen mit *Astarte terminalis* von Bayeux und von Balin überein. Das Schloss ist ausserdem anscheinend dasselbe, wie das der *Astarte terminalis* von Balin. Es ist demnach wohl kaum zweifelhaft, dass *Cardita megalodonta*, *Astarte terminalis* von Bayeux und *Astarte terminalis* von Balin zu einer und derselben Species gehören. Für die beiden ersteren ist dies um so wahrscheinlicher, als sie aus denselben Schichten stammen. Die Identität der betreffenden Vorkommnisse angenommen, würde also der Typus von *Praeconia* mit der Diagnose dieser Gattung nicht in Einklang stehen.

Eine Form, welche der *Astarte terminalis* sehr nahe steht, ist

*Hippopodium gibbosum* D'ORBIGNY.

*Hippopdium gibbosum* D'ORBIGNY, Prodrome de paléontologie, étage 10. No. 301.

Stellt man *Astarte terminalis* zu *Praeconia*, so muss auch zweifellos *Hippopodium gibbosum* zu *Praeconia* gestellt werden. Von *Hippopodium gibbosum* liegen mehrere Exemplare aus dem Unteroolith von Feuguerolles vor. Das Schloss der linken Klappe stimmt mit dem der *Astarte terminalis* von Balin vollständig überein. In der rechten Klappe ist hier wie dort nur ein Hauptzahn entwickelt, doch scheint die Ligamentstütze etwas anders ausgebildet zu sein. Es ist mir deshalb zweifelhaft, ob die beiden Arten, wie LAUBE vorschlägt, zu identificiren sind. Jedenfalls aber besitzt *Hippopodium gibbosum* ebenso wenig ein Praeconiaschloss, wie *Astarte terminalis*. Als eine weitere Art, welche zu *Praeconia* gehören soll, erwähnt STOLICZKA:

*Astarte rhomboidalis* PHILLIPS sp.

*Astarte? rhomboidalis* MORRIS u. LYCETT, A monograph of the mollusca of the great oolite etc. Bd. 2. pag. 84. t. 9. f. 20.
(Man vergl. die Literatur-Angaben in diesem Werke.)
*Praeconia rhomboidalis* ZITTEL, Handbuch der Palaeontologie Bd. 1. Abth. 2. pag. 66.

Morris und Lycett identificiren ihre *Astarte? rhomboidalis* mit *Isocardia rhomboidalis* Phillips; jedoch stimmt ihre Abbildung wenig mit der Abbildung bei Phillips überein. In Betreff dieser Frage war Herr R. Etheridge sen. vom British Museum so liebenswürdig, mir mitzutheilen, dass die Abbildungen bei Phillips nicht zuverlässig sind. In Betreff der *Astarte rhomboidalis* bezieht man sich in England ausschliesslich auf die Darstellung von Morris und Lycett. Die beiden zuletzt genannten Autoren erwähnen nun *Astarte? rhomboidalis* aus dem Unteroolith der Cotteswolds, aus dem Grossoolith von Minchinhampton, aus dem Korallenoolith von Malton, und aus dem Kimmeridge von Wilts. Ungeachtet dieser bedeutenden horizontalen und verticalen Verbreitung scheint die wichtige Species in England sehr selten zu sein. Es gelang trotz fortgesetzter Bemühungen nicht, das Vorkommen durch Kauf zu erlangen. Selbst in den Sammlungen des British Museum befindet sich, wie mir Herr Hinde freundlichst mittheilte, nicht ein einziges Exemplar aus dem Unteroolith. Nur aus dem Grossoolith sind mehrere Exemplare vorhanden. Dieselben sollen, wie auch schon Morris und Lycett angeben, vollkommen mit *Hippopodium bajocense* d'Orbigny und *Hippopodium luciense* d'Orbigny übereinstimmen. Aus eigener Beobachtung vermag ich über die englische *Astarte? rhomboidalis* nichts anzugeben.

Wie eben bemerkt, identificirt man in England *Astarte? rhomboidalis* mit *Hippopodium bajocense* d'Orbigny und *Hippopodium luciense* d'Orbigny. Die erste wird von Bayan ausdrücklich der Gattung *Praeconia* zugetheilt. Beide Formen liegen in typischen Exemplaren vor. Ich verdanke dieselben zum Theil der ausserordentlichen Liebenswürdigkeit des Herrn Fuchs in Wien. Die beiden erwähnten Formen mögen hier ausführlich beschrieben werden.

### *Hippopodium bajocense* d'Orbigny.

Taf. XXIII. Fig. 7; Taf. XXIV. Fig. 1.; Taf. XXV. Fig. 1.

*Hippopodium bajocense* d'Orbigny, Prodrome de Paléontologie, etage 10. No. 300.

*Praeconia bajocensis* Bayan, Jura supérieur, Bulletin de la société géologique de France, série 3. Bd. 2. pag. 332, Anmerkung.

Die Species ist stark quer verlängert, oval, gerundet, stark gewölbt, nach oben und hinten abgeflacht, mit sehr breiten, kräftig gebogenen Wirbeln, welche ganz am vorderen Ende liegen. Der Vorderrand ist bald mehr bald weniger gut entwickelt, Mantelrand und Hinterrand sind fast geradlinig, der obere Rand ist stark und gleichmässig gebogen. Vom Oberrande biegt die Schale mehr oder weniger steil nach innen

zum Schlossrande um. Die Lunula ist breit und stark vertieft. Die Oberfläche ist mit groben, concentrischen Runzeln, und diese wiederum sind mit feinen, concentrischen Linien bedeckt. Beide Klappen besitzen grosse Schlossplatten, breite Bandstützen, sehr tiefe Bandfurchen. In der rechten Klappe beobachtet man einen starken Hauptzahn, vor demselben eine tiefe, hinter demselben eine sehr schwache Zahngrube. In der linken Klappe verschmilzt der vordere Zahn mit dem Rande der Lunula. Der hintere Zahn erscheint als eine leistenförmige Erhebung des inneren Randes der Bandstütze. Die vorderen Muskeleindrücke sind gerundet und stark ausgehöhlt. Die hinteren sind flacher, in ihrem vorderen Theile tief gekerbt.

Untersuchte Stücke: 2.

Vorkommen: Bayeux, Dép. Calvados (Unteroolith).

### *Hippopodium luciense* d'Orbigny.

Taf. XXIV. Fig. 2.; Taf. XXV. Fig. 2.

*Hippopodium luciense* d'Orbigny, Prodrome de Paléontologie, étage 11. No. 221.

Die Species ist stark quer verlängert, vierseitig, wenig gewölbt, im vorderen Theile ausgebuchtet, nach oben und hinten abgeflacht, mit breiten, flachen Wirbeln, welche ganz am vorderen Ende liegen. Der Vorderrand ist gut entwickelt, Mantelrand und Hinterrand sind fast geradlinig, der obere Rand ist schwach gebogen. Von Oberrande biegt die Schale schräg nach innen zum Schlossrande um. Die Lunula ist deutlich entwickelt. Die Oberfläche ist mit concentrischen Anwachslamellen und diese wiederum sind mit feinen, concentrischen Linien bedeckt. In der linken Klappe erhebt sich auf breiter Schlossplatte ein kräftiger Hauptzahn. Hinter diesem folgt eine grosse Zahngrube und hinter dieser die breite Bandstütze, deren vorderer Rand sich zu einem leistenförmigen Zahne erhebt. Der vordere Muskeleindruck ist gerundet und stark ausgehöhlt, in seinem hinteren Theile tief gekerbt.

Vergleiche und Bemerkungen. Die Species steht dem *Hippopodium bajocense* sehr nahe. Beide Arten sind, wenigstens nach dem vorliegenden Materiale, zu trennen. *Hippopodium luciense* ist vierseitig, nicht gerundet; hat einen gut entwickelten, keinen verkürzten Vorderrand; ist flach und nicht stark gewölbt. Auch ist der vordere Zahn selbstständig und verschmilzt nicht, wie bei *Hippopodium bajocense*, mit dem Vorderrande. Allein es ist wohl möglich, dass bei weiterem Materiale diese so bedeutenden Differenzen durch Uebergänge vermittelt werden. Es ist dies um so wahrscheinlicher, als die äussere Form gerade in dieser Gruppe anscheinend wenig constant ist. So befinden

sich zum Beispiel im British Museum mehrere typische Exemplare von *Hippopodium bajocense* aus dem Unteroolith von les Moutiers en Cinglais, Dép. Calvados. Fräulein E. Woodward zeigte die ausserordentliche Liebenswürdigkeit, mir von diesen Stücken vortreffliche Abbildungen anzufertigen. Aus diesen geht hervor, dass die betreffenden Exemplare bedeutend eckiger sind, als das Exemplar Taf. XXV. Fig. 1. Dazu kommt noch eine Thatsache. Wie oben bemerkt, vereinigt man in England *Hippopodium bajocense, Hippopodium luciense* und *Astarte? rhomboidalis* unter dem letzteren Namen. Ich theilte nun Herrn R. Etheridge sen. mit, warum ich das Vorkommen des Unterooliths und des Grossooliths für verschieden halte. Herr Etheridge verglich darauf hin im British Museum die Formen des französischen Unterooliths mit den Formen des englischen Grossooliths. Nach seinen freundlichen Mittheilungen sind an diesen Vorkommnissen die von mir angegebenen, wesentlichen Unterschiede nicht zu constatiren. Nach alledem wäre es vielleicht nicht gewagt, dem Beispiele der Engländer zu folgen und die bezüglichen Formen unter einem Namen zu vereinigen. Allein es erscheint räthlich, in dieser schwierigen und verworrenen Gruppe vorerst möglichst weitgehend, selbst zu weitgehend, zu trennen, besonders, da die Namen schon vorhanden sind. Nur auf diese Weise wird man die einzelnen Formen genau kennen lernen und dadurch über die natürliche Zusammengehörigkeit derselben schlüssig werden können.

Untersuchte Stücke: 2.

Vorkommen: Ranville, Dép. Calvados (Grossoolith).

---

Man ersieht aus den obigen Beschreibungen, dass weder *Hippopodium bajocense* noch *Hippopodium luciense* in Betreff ihres Schlosses der Gattungsdiagnose von *Praeconia* entsprechen.

Eine weitere Form, welche in Bezug auf *Praeconia* zu behandeln wäre, ist:

### *Hippopodium Cotteaui* d'Orb.
### Taf. XXVI—XXVII.

*Hippopodium Cottaldinum* d'Orbigny, Prodrome, étage 14. No. 251.
*Praeconia Cotteaui* Bayan, Jura supérieur, Bulletin de la société géologique de France, série 3 Bd. 2. pag. 332. Anmerkung.

Die sehr grosse Species ist stark quer verlängert, oval, gerundet, gleichmässig gewölbt, mit breiten, stark gebogenen Wirbeln, welche ganz am vorderen Ende liegen. Ein eigentlicher Vorderrand ist nicht entwickelt, der Mantelrand ist fast geradlinig, der hintere und der obere Rand sind gleichmässig gebogen. Vom Oberrande biegt die Schale ziemlich steil mit concaven Flächen nach innen zum Schlossrande um. Die da-

durch entstehende Vertiefung ist schmal, beiderseits von scharfen Kielen eingefasst und erstreckt sich über einen grossen Theil des Hinterrandes. Die Lunula ist stark vertieft, sehr breit und lang. Die Oberfläche ist mit groben, concentrischen Runzeln und diese wiederum sind mit feinen, concentrischen Linien bedeckt. Das Schloss der rechten Klappe zeigt eine kräftige Schlossplatte; auf derselben einen starken Zahn, welcher sich direct vom Wirbel nach rückwärts erstreckt, und eine ungewöhnlich lange und kräftige Bandstütze. Der vordere Muskeleindruck ist gerundet und sehr stark vertieft.

Vergleiche und Bemerkungen. Die Species steht der *Cardita ingens* BUVIGNIER[1]) so ausserordentlich nahe, dass BAYAN wahrscheinlich durchaus berechtigt war, beide Species miteinander zu vereinigen. Wenn ich mich der Ansicht von BAYAN hier nicht anschliesse, so ist dies vielleicht nur eine Folge des wenigen Materials, welches mir zu Gebote steht. Von beiden Arten besitze ich nämlich nur je ein Schlosspräparat; diese aber glaube ich von einander unterscheiden zu können, Die beiden höchst werthvollen Präparate verdanke ich der ausserordentlichen Liebenswürdigkeit des Herrn COTTEAU, dem ich mich tief verpflichtet fühle. Das eine ist das Original von BUVIGNIER (l. c. t. 15. f. 1.). Es gehört der école des mines in Paris und beweist, dass die Abbildung bei BUVIGNIER, $1/2$ natürlicher Grösse, in jeder Beziehung vorzüglich ist. Nur der vordere Muskeleindruck erscheint auf dieser Abbildung nicht genügend vertieft. Das andere Schlosspräparat ist Taf. XXVI. dargestellt und gehört Herrn COTTEAU. Vergleicht man die beiden Abbildungen, so wird man sofort beobachten, dass bei *Cardita ingens* der Zahn an die Lunula stösst, ohne die Bandstütze zu berühren. Es bleibt also zwischen dem vorderen Ende der Bandstütze und dem vorderen Ende des Zahnes ein bestimmter Zwischenraum. Bei *Hippopodium Cotteaui* ist dies nicht der Fall. Hier verschmilzt das vordere Ende des Zahnes mit dem vorderen Ende der Bandstütze.

Dieser Unterschied ist sicherlich ganz minimal. Noch dazu spricht manches dafür, dass derselbe nur eine Folge des Erhaltungszustandes ist. An dem Originalexemplare der *Cardita ingens* ist nämlich die ganze Innenfläche und speciell der Schlossapparat stark abgerieben. Es ist demnach sehr wohl möglich, dass dadurch die ursprüngliche Gestalt des Zahnes verändert ist. Immerhin habe ich gemeint, selbst jene kleine Differenz vorläufig berücksichtigen zu sollen, besonders da auch hier die Namen schon vorhanden sind. Wahrscheinlich werden

---

[1]) BUVIGNIER, Statistique géologique, minéralogique etc. du dép. de la Meuse, Atlas, pag. 18. t. 15. f. 1—3.

weitere Untersuchungen zeigen, dass das angegebene Merkmal nicht verwendet werden kann, und dass *Cardita ingens* und *Hippopodium Cotteaui*, wie BAYAN angiebt, einer und derselben Species angehören. Die Form tritt nach DUMORTIER und FONTANNES [1]) auch im sogen. corallien von Bourges auf. Die genannten Forscher sind der Ansicht, dass das Exemplar, welches BUVIGNIER abgebildet hat, ungewöhnlich gross ist. Allein die nahestehenden Formen zeigen nicht minder bedeutende Dimensionen. Auch dürfte das Originalexemplar von BUVIGNIER weniger deformirt sein, als BUVIGNIER selbst (Meuse, Atlas, p. 18) es angenommen zu haben scheint. Vielleicht gehört zu *Cardita ingens* auch das Vorkommen, welches DE LORIOL unter dem Namen *Cypricardia quehenensis* aus dem Séquanien von Boulogne-sur-mer beschreibt. DE LORIOL selbst hat die betreffende Form später der *Cardita ingens* zugewiesen. [2])

Untersuchte Stücke: 2.

Vorkommen: Mailly-la-ville, Dép. Yonne.

Aus den obigen Ausführungen ersieht man, dass weder *Hippopodium Cotteaui* noch *Cardita ingens* in ihrem Schlossbau mit der Gattungsdiagnose von *Praeconia* in Einklang zu bringen sind.

Eine weitere Form, welche BAYAN zu *Praeconia* stellt, ist:

### *Astarte Studeri* DE LORIOL sp.

*Cardita Studeriana* DE LORIOL, Description des fossiles etc. du mont Salève pag. 22. t. C. f. 1.

*Praeconia Studeri* BAYAN, Jura supérieur, Bulletin de la société géologique de France, série 3. Bd. 2. pag. 332, Anmerkung.

*Astarte Studeriana* BOEHM, Die Fauna des Kelheimer Diceras-Kalkes, Abth. 2, Palaeontographica Bd. 28. pag. 149. t. 25. f. 1.

Der äusseren Form nach ist obige Species von dem typischen *Hippopodium luciense* nicht zu unterscheiden. Das Schloss war bis jetzt unbekannt, doch gelang es, dasselbe an Exemplaren von Stramberg blosszulegen. Wenn — was sehr wahrscheinlich ist — die Präparate richtig sind, so tritt in der rechten Klappe nur ein starker Hauptzahn auf. Schlossplatte und Ligamentstütze sind anscheinend nicht auffallend entwickelt. Mit *Praeconia* STOLICZKA ist dieses Schloss ebenfalls nicht in Einklang zu bringen.

---

[1]) DUMORTIER und FONTANNES, Description de Ammonites de la Zone à *Ammonites tenuilobatus* de Crussol etc. pag. 134. t. 19. f. 1.

[2]) DE LORIOL und PELLAT, Monographie des étages supérieurs de la formation jurassique de Boulogne-sur-mer pag. 54. t. 14. f. 1—2 u. pag. 299.

Schliesslich wären hier noch mehrere Arten zu erwähnen, welche voraussichtlich hierher gehören, deren Schlösser aber unbekannt sind.

### *Hippopodium corallinum* d'Orbigny

*Hippopodium corallinum* d'Orbigny, Prodrome de Paléontol., étage 14. No. 250.
*Praeconia corallina* Bayan, Jura supérieur, Bulletin de la société géologique de France, série 3. Bd. 2. pag. 332, Anmerkung.

Unter obigem Namen erhielt ich durch die Liebenswürdigkeit des Herrn Cotteau eine Reihe Exemplare aus den Korallenkalken des Département Yonne. Dieselben stammen zumeist von Coulanges-sur-Yonne und sind überwiegend Steinkerne. Das Schloss dieses Vorkommens ist mir leider unbekannt. Der äusseren Form nach gleichen viele dieser Stücke durchaus dem *Hippopodium luciense* (Taf. XXV. Fig. 2). Andere sind nicht flach, sondern stark gewölbt. Besonders beachtenswerth ist aber ein Exemplar von Gland, Département Yonne. Dasselbe entspricht in seiner äusseren Form vollkommen dem typischen *Hippopodium bajocense* aus dem Unteroolith von Bayeux.

### *Hippopodium siliceum* Quenstedt.

*Hippopodium siliceum* Quenstedt, Der Jura pag. 757. t. 92. f. 10.

Das Original zur Abbildung von Quenstedt stammt aus den Korallenkalken von Nattheim. Dasselbe ist mir nicht bekannt, doch verdanke ich der Liebenswürdigkeit des Herrn von Quenstedt einen kleinen Steinkern dieser Species von Sirchingen. Dieser Steinkern ist von kleinen Exemplaren der *Astarte Studeri* aus tithonischen Ablagerungen nicht zu unterscheiden. Einen grösseren Steinkern von *Hippopodium siliceum* verdanke ich Herrn Fraas. Derselbe stammt aus den Kieselkalken von Themmenhausen. Er stimmt in seiner äusseren Form durchaus mit *Astarte Studeri* der Kelheimer und Stramberger Schichten überein.

### *Hippopodium giganteum* Quenstedt.

*Hippopodium giganteum* Quenstedt, Der Jura pag. 757.

Der Liberalität des Herrn von Quenstedt verdanke ich das Original dieser sehr interessanten Species von Nattheim. Das Bruckstück ist stark gewölbt, mit schwach entwickeltem Vorderrande. Der äusseren Form nach gehört es zweifellos nicht zu der typischen *Astarte Studeri,* sondern vielmehr zu dem typischen *Hippopodium bajocense.* Gerade hieraus kann man ersehen, wie grosse Schwierigkeiten die vorliegenden Fragen

bieten, und wie weit wir von ihrer Lösung entfernt sind. In einer und derselben Ablagerung, nämlich in den Korallenkalken von Nattheim, treten Formen auf, welche man der äusseren Gestalt nach für sehr verschiedenalterig halten sollte. Einerseits *Hippopodium siliceum*, welches äusserlich von *Hippopodium luciense* und *Astarte Studeri* nicht zu unterscheiden ist, also auf Grossoolith oder Tithon weist. Andererseits *Hippopodium giganteum*, welches äusserlich mit *Hippopodium bajocense* übereinstimmt und demnach ein unteroolithisches Gepräge zeigt.

---

In den vorhergehenden Zeilen wurden 11 Arten selbstständig behandelt. Von diesen sind 3 ihrem Schlosse, also auch ihrer generischen Stellung nach, unbekannt. Es sind dies:

1. *Hippopodium corallinum* d'Orbigny.
2. *Hippopodium siliceum* Quenstedt.
3. *Hippopodium giganteum* Quenstedt.

Diese 3 Arten sollen ferner nicht berücksichtigt werden. Neben ihnen wurden 8 Formen erwähnt, deren Schloss ganz oder theilweise bekannt ist. Es sind dies:

1. *Astarte terminalis* F. Roemer.
2. *Hippopodium gibbosum* d'Orbigny.
3. *Astarte rhomboidalis* Phillips sp.
4. *Hippopodium bajocense* d'Orbigny.
5. *Hippopodium luciense* d'Orbigny.
6. *Hippopodium Cotteaui* d'Orbigny.
7. *Cardita ingens* Buvignier.
8. *Astarte Studeri* de Loriol sp.

Die äusseren Formen und die Schlösser dieser Arten sind unter sich ziemlich verschieden, und keines von allen Schlössern entspricht der Gattungsdiagnose von *Praeconia*. Unter solchen Umständen muss die Frage entstehen, erstens, ob jene Formen überhaupt zusammengehören, zweitens, ob die Gattung *Praeconia* irgend welche Berechtigung hat. Versuchen wir vorläufig die erste Frage zu beantworten; also die, ob jene 8 Formen überhaupt zusammengehören.

Nach ihrer äusseren Gestalt kann man die acht genannten Species leicht in zwei Gruppen zerlegen. Die erste Gruppe umfasst Formen mit gut entwickeltem Vorderrande, wie *Hippopodium luciense*. Die zweite Gruppe umfasst Formen ohne eigentlichen Vorderrand, wie *Hippopodium Cotteaui*. Ein Blick auf die betreffenden Abbildungen zeigt, dass diese Formen der Gestalt nach sehr wesentlich von einander verschieden sind. Allein die Extreme sind durch Uebergänge innig

mit einander verknüpft. Eine Uebergangsform ist zum Beispiel *Hippopodium bajocense*; Zwischenform ist ferner eine ausgezeichnete neue Species von Stramberg, welche ich *Damesi* genannt habe. Die äussere Form spricht demnach nicht gegen eine generische Zusammengehörigkeit der obigen 8 Species. Nach der Ausbildung des Schlosses kann man die acht genannten Species ebenfalls in zwei Gruppen zerlegen. Die erste Gruppe umfasst Formen mit breiten Schlossplatten und starken Ligamentstützen, wie *Hippopodium Cotteaui* und *H. luciense*. Die zweite Gruppe, zu der anscheinend *Astarte Studeri* gehört, besitzt keine auffallenden Schlossplatten und keine starken Ligamentstützen. Wollte man dieses Eintheilungsprincip für generische Trennung gelten lassen, so würden *Hippopodium luciense* und *Astarte Studeri* in verschiedene Gattungen kommen. Diese beiden Formen stimmen aber, abgesehen vom Schlosse, so vollkommen überein, dass es bei dem vorliegenden geringen Materiale gewiss unpractisch wäre, sie jetzt schon generisch zu trennen.

Es dürfte sich nach dem Vorhergehenden wohl rechtfertigen lassen, wenn man die 8 Arten einer und derselben Gattung zuweist. Ob man dieselben freilich zu einer besonderen Gattung zusammenfassen, d. h. ob man die Gattung *Praeconia* beibehalten soll, ist eine andere Frage. Ich glaube dies zweite Frage verneinen zu müssen. Wie oben gezeigt, sind die Schlosscharaktere der 8 Arten sehr verschieden. Die Schlösser sprechen demnach jedenfalls gegen eine besondere, eng gefasste Gattung. Aber auch die äussere Form passt nicht in den Rahmen einer engen Gattung. Arten wie *Astarte terminalis* und *Cardita ingens* zeigen durchaus keinen gemeinsamen Habitus, sondern sind im Gegentheil auch äusserlich sehr von einander verschieden.

Es dürfte deshalb am zweckmässigsten sein, die Gattung *Praeconia* ganz fallen zu lassen.

Schliesslich wäre noch zu erörtern, wohin die betreffenden Formen zu stellen sind; ob man dieselben besser bei *Cardita* oder besser bei *Astarte* unterbringt. Deshayes, Buvignier, de Loriol haben sich für *Cardita* entschieden, F. Roemer, Morris und Lycett, Laube, Zittel für *Astarte*. Deshayes, Traité élementaire de Conchyliologie, Abth. 2. pag. 155 u. 166 tritt mit aller Bestimmtheit für *Cardita* ein. Er beruft sich dabei auf die Charaktere des Schlosses. Allein *Astarte terminalis*, *Hippopodium gibbosum*, *Astarte Studeri* besitzen ein Schloss. welches nach meinem Dafürhalten entschieden mehr für *Astarte* als für *Cardita* spricht. Die Formen aus der Gruppe des *Hippopodium Cotteaui* zeigen allerdings Schlösser, welche von dem typischen Astartenschloss beträchtlich abweichen. Allein

diese Schlösser stimmen auch mit dem typischen Carditenschloss nicht völlig überein. Dem Schlosse nach passt die Gruppe des *Hippopodium Cotteaui* fast ebenso gut zu *Astarte*, wie zu *Cardita*. Der äusseren Form nach gehören die betreffenden Arten freilich mehr zu *Cardita*. Ein Grund aber ist es, welcher vor Allem gegen *Cardita* und für *Astarte* spricht. Dies ist der Mangel eines kräftigen, radialen Sculptur. Es dürfte am zweckmässigsten sein, dieses wichtige und augenfällige Merkmal entscheiden zu lassen. Alsdann gehören alle genannten Formen, welche man bisher theils zu *Praeconia*, theils zu *Cardita*, theils zu *Astarte*, theils zu *Hippopodium* gestellt hat, zweifellos zu *Astarte*; und die Gattung *Praeconia* käme völlig in Wegfall.

## 8. Beobachtungen im Diluvium der Umgegend von Osnabrück.

Von Herrn Hamm in Osnabrück.

Lange schon war das Diluvium des östlichen Norddeutschland studirt und bis in viele Einzelheiten gekannt, da wusste man von derselben Formation in den westlichen Theilen des Reiches und speciell in der Gegend zwischen dem Wesergebirge und Teutoburger Walde fast nur so viel, dass sie hier in Form von Sanden grosse Ausdehnung besitze. Aus diesem letzteren Gebiete (zwischen dem Wesergebirge und Teutoburger Walde) beschrieb zuerst im vorigen Jahre Herr Weerth [1]) in Detmold einige Vorkommnisse von echtem Glaciallehm aus der Umgegend von Detmold und Herford, und erst in diesem Jahre machte Herr Martin [2]) auf ein solches aus der Nähe von Osnabrück aufmerksam. Wie ich mich nun überzeugen konnte, sind die Aufschlusspunkte von echtem Glaciallehm in der Osnabrücker Gegend durchaus nicht selten.

Einer der interessantesten Punkte von typischem Glaciallehm ist wohl der zuerst von Herrn Martin (l. c.) erwähnte Aufschlusspunkt bei dem etwa $^1/_2$ Stunde westlich von Osnabrück gelegenen Caffeehause Bellevue. Hier beobachtet man in einer Sandgrube auf dem mehrere Meter mächtig aufgeschlossenem Sande eine etwa $1^1/_2$ m mächtige Decke von zähem, bräunlich-gelbem Lehm, der absolut ungeschichtet ist und in durchaus unregelmässiger Vertheilung eine Menge von meistens kantengerundeten, mittelgrossen Gesteinsstücken enthält. Diese lassen sich nur zum weitaus geringeren Theile auf einen nordischen Ursprungsort zurückführen, zum grössten Theile — etwa zu $^3/_4$ — stammen sie aus Schichten, welche schon in geringer Entfernung von Osnabrück als anstehend bekannt sind. Fast die Hälfte aller dieser Geschiebe besteht aus dem harten, grauen Kieselconglomerat und -Sandstein, wie es besonders in der productiven Steinkohlenformation vorkommt. Sehr häufig sind auch — abgesehen von den nor-

[1]) Diese Zeitschrift Bd. XXXIII. pag. 465 ff.

[2]) Abhandl. des naturwissenschaftl. Vereins zu Bremen Bd. VII. pag. 311 ff.

dischen Geschieben — Thonquarze und kleine bunte Mergelstückchen des Keupers, weniger häufig Jura-Geoden (in denen sich *Inoceramus polyplocus* fand); wohingegen solche Gesteine, die wahrscheinlich aus den Heersumer Schichten stammen, selten sind, und Muschelkalkfragmente, trotz des in geringer Entfernung nordwestlich von Bellevue liegenden, aus Muschelkalk bestehenden Westerberges, bis jetzt überhaupt noch nicht aufgefunden wurden.

Wie zu erwarten war, zeigen manche dieser Geschiebe auf ihrer Oberfläche jene Frictionsspuren, die durch den Transport mittelst Gletschereises bewirkt werden. Eigenthümlicherweise finden sich dieselben jedoch fast nur bei den Jura-Geoden. Fast nur diese sind nämlich in jener bekannten Weise entweder über und über mit unregelmässigen Kritzen und Schrammen bedeckt, oder an einer resp. mehreren Seiten flach angeschliffen und dabei parallel oder unregelmässig gekritzt.

Während hier bei Bellevue diese Erscheinung der gekritzten und angeschliffenen Geschiebe verhältnissmässig zurücktritt, ist dieselbe an anderen Aufschlusspunkten von Geschiebelehm bei Osnabrück wiederum sehr ausgebildet. So finden sich z. B. an einem solchen Punkte, der etwa $^3/_4$ Stunde östlich von der Stadt in der Bauerschaft Hickingen liegt, ca. 20 pCt. aller Geschiebe schön angeschliffen. Einheimische Muschelkalkstücke, Fragmente von harten nordischen Kreidegesteinen, rothe Orthocerenkalke, Porphyre etc. zeigen hier die schönsten Frictionsspuren; ja, beim Bahnhofe Vehrte, an der Südseite des Wesergebirges, kann man stellenweise kaum ein Stück aufheben, das nicht die deutlichsten Furchen und Schrammen trüge.

Um nun wieder auf Bellevue zurückzukommen, so ist dieser Punkt dadurch besonders interessant, dass man bei ihm mit grosser Wahrscheinlichkeit den genauen Weg angeben kann, auf welchem das in dem Geschiebelehm befindliche einheimische Material transportirt wurde. Die sehr häufigen Keupergeschiebe, von denen sich die Thonquarzstücke vor allen anderen Geschieben durch ihre Scharfkantigkeit auszeichnen, stehen zunächst wenige Minuten nördlich von Bellevue, westlich vom sogen. Westerberge in genau derselben Ausbildung an. Alsdann lassen sich jene typischen, grauen Quarzconglomerate und -Sandsteine, welche die grösste Masse der bei Bellevue vorkommenden grösseren Geschiebe ausmachen, mit grosser Sicherheit auf den etwa eine Wegstunde nördlich von Bellevue liegenden Piesberg zurückführen. Da nun die Juraschichten mit *Inoceramus polyplocus* an der Südseite des Wesergebirges jetzt noch vorkommen, und da ich ausserdem bei Bellevue einige Geschiebe fand, welche nach

ihrer eigenthümlicher petrographischen Beschaffenheit höchst wahrscheinlich aus den Heersumer Schichten stammen, und diese in dem westlichen Theile der Weserkette, z. B. an der Schlepptruper Egge, also etwa $1\frac{1}{2}$ Wegstunden genau nördlich von Piesberge, noch heute anstehen, so lässt sich der Weg, auf welchem der Geschiebelehm nach Bellevue hin transportirt wurde, als ein genau nordsüdlicher, von dem westlichsten Theile des Wesergebirges, über den Piesberg, westlich am sogen. Westerberge vorbei nach Bellevue hin verfolgen; eine Thatsache, die sich bei keinem der übrigen Osnabrücker Vorkommnisse von Glaciallehm mit dieser Sicherheit aufstellen liess.

An allen diesen übrigen Localitäten habe ich aber ebenso wie bei Bellevue — und das ist jedenfalls nicht ohne Bedeutung — kein einziges Gesteinsstück gefunden, das aus dem südlich liegenden Teutoburger Walde stammte. Ein südliche Herkunft aller dieser Geschiebelehmmassen wird hierdurch also schon von vornherein mit grosser Wahrscheinlichkeit negirt.

Eine interessante Ausnahme von dieser allgemeinen Regel, dass die Glacialgeschiebe stets in einer N-S.-Richtung transportirt worden sind, bietet der etwa 10 Minuten nördlich vom Piesberge, an der Chaussee von Osnabrück nach Bramsche, gelegene Aufschlusspunkt von Geschiebelehm dar. Letzterer umschliesst nämlich ausser nordischen Geschieben und einheimischen Juragesteinen (mit *Inoceramus polyplocus)*, die wahrscheinlich aus dem Wesergebirge stammen, eine ziemliche Anzahl von Bruchstücken des Piesberger Kieselconglomerates und -Sandsteines. Dieses Piesberger Gestein ist also nicht von Norden nach Süden, sondern in entgegengesetzter Richtung, von Süden nach Norden, transportirt worden. Ebenso fand ich etwa 20 Minuten nördlich vom Wesergebirge, beim Gute Wahlburg, in einem auf Wäldersandstein ruhenden und, soweit ich beobachten konnte, ungeschichteten Sande ausser Gesteinen nordischen Ursprunges vereinzelte Stücke von Jura-Geoden, die hier und aus der südlich liegenden Weserkette stammen können.

Diese Erscheinung, dass in einem Geschiebelehme, resp. ungeschichteten Sande Gesteine aus einer südlich davon liegenden Bergerhebung vorkommen, lässt sich entweder durch nach Norden entströmende Gletscherwässer erklären, oder aber dadurch, dass man annimmt, am Schlusse der Glacialperiode seien auf einzelnen grösseren Bodenerhebungen isolirte Gletscher eine Zeitlang zurückgeblieben, die sich alsdann ebensowohl nach Norden wie nach Süden thalabwärts bewegen konnten, und deren locale Grundmoräne sich dadurch mit dem vorher abgelagerten nordischen Materiale vermengen musste.

Von allen Diluvialvorkommnissen in der Umgegend von Osnabrück wird dasjenige bei Bellevue nun ausserdem dadurch besonders interessant, dass es dem Beobachter das grösste Schichtenprofil darbietet. Wie schon oben angedeutet wurde, folgt hier unter dem Geschiebelehm ein mehrere Meter mächtig aufgeschlossener, hellgrauer, feinschichtiger Sand. Dieser grenzt sich von dem obenliegenden bräunlichen Lehme in einer geraden horizontalen Linie scharf ab. Von grösseren Geschieben ist derselbe fast gänzlich frei; er enthält neben feinem nordischen Materiale besonders kleine rothe und gelbliche, abgerundete Mergelstücke, die wahrscheinlich dem Keuper angehören, führt ausserdem aber auch vereinzelte Bruchstücke von Muschelkalk, die in dem über dem Sande liegenden Geschiebemergel, wie schon oben bemerkt, gänzlich fehlen.

Dieses in der Sandgrube selbst zu beobachtende Profil wird nun durch ein anderes vervollständigt, welches in einem an der Nordwestseite der Stadt, bei der Infanteriekaserne niedergetriebenem Bohrloche aufgeschlossen wurde. Dieses Bohrloch durchsank nach der Angabe von TRENKNER[1]) zunächst etwa 20 m von Sanden und Kiesen, welche als ident mit den Sanden von Bellevue aufzufassen sind, da sich diese continuirlich bis zur Stadt hin erstrecken. Alsdann durchteufte dasselbe eine 14 m mächtige Schicht von grauem, geschiebefreiem Thon, durchbohrte hierauf ca. 6 m eines mit zahlreichen einheimischen Triasgeschieben erfüllten Kieses und traf dann auf anstehende Keuperschichten.

Vergleichen wir dieses Profil, welches sämmtliche bis jetzt in der Umgegend von Osnabrück beobachtete Diluvialschichten umfasst, mit dem Gesammtprofil der Diluvialablagerungen des nordöstlichen Deutschland, so stimmt dasselbe mit letzterem auffallender Weise darin überein, dass sich bei beiden zu unterst eine Sandablagerung befindet, welche hier wie dort einen geschiebefreien Thon umschliesst. Dieser Thon kommt nach TRENKNER (l. c.) auch an manchen anderen Aufschlussstellen der unteren Theile der Sandschichten in der Stadt Osnabrück selbst vor, scheint also — wenngleich TRENKNER behauptet, derselbe sei stets nur von localer Verbreitung — doch wegen seines häufigen Auftretens gerade in den unteren Partieen der Sande einen integrirenden Bestandtheil der unteren Osnabrücker Sandschichten zu bilden.

Während im östlichen Norddeutschland über dem sogenannten unteren Diluvialsande noch 2, durch eine Sandablagerung von einander getrennte, verschiedenalterige Geschiebe-

[1]) Verhandlungen des naturhist. Vereins der preuss. Rheinlande u. Westfalens, Jahrg. XXXVII., 4. Folge, Bd. VII. pag. 175 ff.

mergel folgen, sahen wir bei Bellevue nur einen einzigen dieser Geschiebemergel vertreten. Dies letztere Verhalten ist, soweit die Beobachtungen reichen, für die Umgegend von Osnabrück die Regel. Wo wir hier Glaciallehm anstehend finden — dies sind etwa ein Dutzend Stellen — liegt derselbe meistens als eine einfache Decke, ohne irgend welche Begleitung von anderen Diluvialschichten, direct auf festem Gesteine, welches in der Regel Jura- und Muschelkalk ist; nur in 3 Fällen lässt sich sein Liegendes nicht beobachten und in einem anderen überzieht er ebenso wie bei Bellevue als eine dünne Decke den Diluvialsand. Es scheint daher, als wenn sich im Osnabrückischen, ebenso wie im Königreich Sachsen, 2 verschiedenartige Glacialmergel nicht unterscheiden liessen.

Mit diesem Vorkommen von Glaciallehm bei Bellevue stimmen die übrigen Osnabrücker Vorkommnisse in Bezug auf ihre Zusammensetzung im Grossen und Ganzen überein.

Der etwa $^3/_4$ Stunde östlich von der Stadt in der Bauerschaft Hickingen bei der zu dem Gute Sandfort gehörenden Ziegelei aufgeschlossene Glaciallehm unterscheidet sich von demselben zunächst durch seine für Osnabrücker Verhältnisse aussergewöhnliche Mächtigkeit. Dieselbe beträgt, soweit man bis jetzt beobachten kann, über 2 m, jedoch ist damit das Liegende des Lehmes noch nicht erreicht. Höchst eigenthümlich ist es, dass an diesem Punkte, im Gegensatz zu den sehr zahlreichen nordischen Geschieben, die einheimischen Geschiebe verhältnissmässig selten sind. Sie bestehen nur aus einigen Muschelkalk- und Thonquarzstücken, sowie wenigen Jura-Geoden.

Die bei Bellevue so häufigen Piesberger Kieselconglomerate kommen z. B. garnicht vor. Gerade an diesem Punkte finden sich aber neben den nordischen krystallinischen Massengesteinen nordische versteinerungsführende Sedimentärgeschiebe, z. B. rothe Orthocerenkalke, Gotländer Kalke mit *Chonetes*, harte kieselige und kalkige Kreidegesteine, verhältnissmässig häufig, wohingegen dieselben in der übrigen Umgegend von Osnabrück auffallenderweise fast gänzlich fehlen. [1])

Ausser Bellevue und Hickingen ist noch ein drittes interessantes Vorkommen von Glaciallehm zu erwähnen. Wir erblicken nordöstlich von Osnabrück, am Südabhange des Wesergebirges, beim Bahnhofe Vehrte, die Juraschichten des

---

[1]) Wie selten nordische versteinerungsführende Sedimentärgeschiebe in diesem Gebiete sind, geht daraus hervor, dass ich bislang in der ganzen Umgegend von Osnabrück an solchen Geschieben nichts gefunden habe als — abgesehen von dem zwar nicht sehr häufigen, aber weit verbreiteten *Scolithes*-Sandsteine — ein einziges frei vorkommendes Exemplar von *Astylospongia praemorsa*.

Wesergebirges direct von einer durchschnittlich 1 m mächtigen geschiebereichen Lehmdecke überzogen, welche ausser nordischen krystallinischen Gesteinen und Feuersteinen nur zweierlei Arten von einheimischen Geschieben führt, nämlich 1. Bruchstücke des etwa $^3/_4$ Stunden nordwestlich von Verthe aufgeschlossenen Wäldersandsteines, sowie 2. in besonderer Häufigkeit Fragmente von solchen Juragesteinen, wie sie entweder direct unter oder ganz wenig nördlich von ihrer secundären Lagerstätte im Wesergebirge selbst anstehend vorkommen. Auch keine Spur von den südlich von der Weserkette anstehenden Gesteinen, als da sind Muschelkalk, Keuper, Kohlensandstein etc., habe ich hier auffinden können. Hier bei Vehrte lassen sich auch im Untergrunde des Lehmes deutliche Schichtenstörungen wahrnehmen. Man kann stellenweise sehen, wie der sehr weiche, schwarze Schieferthon des Jura an seiner Oberfläche mit dem Geschiebemergel zu einer schwarzen, ungeschichteten, compacten Masse zusammengeknetet ist, und wie diese schwarze Thonmasse, welche z. Th. weit über kopfgrosse Geschiebe enthält, wiederum in den darüber liegenden hellen, gelben Geschiebemergel apophysenartig hineingewälzt ist, ja häufig sogar Theile von letzterem gänzlich einschliesst. In ihren räumlichen Dimensionen sind diese Schichtenstörungen jedoch viel geringer als diejenigen, welche im Diluvium des Piesberges auftreten, zu dessen Besprechung ich mich nun wenden will.

Etwa 1 Wegstunde nördlich von Osnabrück erhebt sich als eine isolirte, von Ost nach West gestreckte, einfache Kuppe der durch sein Kohlenbergwerk bekannte Piesberg. Seine Höhe beträgt 182 m über dem Meeresspiegel uud etwa 120 m über der umliegenden Ebene. Er ist also höher als irgend ein Punkt in dem westlichen Theile des nördlich von ihm liegenden Wesergebirges. Er besteht lediglich aus Schichten der productiven Steinkohlenformation, und zwar wird seine Oberfläche aus sehr harten und festen, kieseligen, in ihrer Korngrösse sehr wechselnden Sandstein- oder Conglomeratschichten gebildet, die den Berg mantelförmig umlagern und in grossen Steinbrüchen als geschätztes Wasserbau- und Strassenpflaster-Material abgebaut werden. In den Steinbrüchen erkennt man, dass die ganze Oberfläche des Kohlensandsteins von einem durchaus ungeschichteten, lockeren, gelben, lehmigen Sande $^1/_2$ — 2 m hoch bedeckt wird. Dieser Sand steckt voll von scharfkantigen Bruchstücken aus den unterliegenden Schichten, welche wirr, ohne alle Ordnung in demselben vertheilt sind, und zwischen denen nordische krystallinische Gesteine, Feuersteine und gekritzte Jurageschiebe zeustreut vorkommen; derselbe ist also ebenso wie der echte Geschiebelehm als ein

glaciales Product, als die sandige Grundmoräne des den Piesberg bedeckenden diluvialen Gletschereises anzusehen.

Die in dem Sande enthaltenden Bruchstücke von Kohlensandstein werden stellenweise so massig, dass sie ein förmliches Haufwerk, eine wirre Schottermasse bilden, gegen welche sich alsdann die unterliegenden Schichten nicht scharf abgrenzen, sondern, da sie an ihrer Oberfläche gänzlich zertrümmert sind, sich ganz allmählich in dieselbe auflösen. Nicht selten aber beobachtet man, wie die Schichten nicht in eine wirre Masse aufgelöst, sondern in eigenthümlicher Weise in die Höhe gebogen und hoch in den Geschiebesand hineingepresst sind. Hier haben wir es also mit glacialen Geschiebestauchungen zu thun. Diese Stauchungen bestehen in dem schwächsten Grade ihrer Ausbildung darin, dass die Schichtenköpfe etwas auseinander gebogen und in die Höhe gerichtet sind. In die Zwischenräume zwischen den einzelnen Schichten ist dann der gelbe, lehmige Sand hineingepresst worden. Bisweilen aber sieht man die Schichtenstörungen so weit gehen, dass ein Theil der Sandsteinschichten bis 1 m hoch in den Sand und Schotter hinaufragt, steil aufgerichtet und sichelförmig nach hinten übergebogen ist, wobei die aufgerichteten Schichtentheile stets in lauter einzelne Stücke zerknittert sind.

Ausser diesen Schichtenstörungen im Untergrunde des Geschiebesandes vermochte ich im Laufe dieses Sommers auf der Höhe des Berges eine andere äusserst interessante Glacialerscheinung zu constatiren, nämlich zu beobachten, wie hier die Oberfläche der anstehenden Schichten vollständig abgeglättet und mit deutlichen Glacialschrammen bedeckt war.

Fast auf dem Gipfel des Berges an der nordwestlichen Seite desselben befindet sich ein auflässiger kleiner Steinbruch. In demselben fallen die Schichten parallel der Oberfläche des Berges nur ganz schwach nach Nordwest bei einem Streichen von NO. — SW. Der lehmige Sand, welcher die Kohlensandsteinschichten hier ca. $^3/_4$ m hoch bedeckt, ist an einer Stelle abgetragen, so dass die Schichtenköpfe zu Tage treten. Hier beobachtet man nun auf einer Fläche von etwa 10 m Länge und 6 m Breite wie die Schichtenköpfe des hier ziemlich dickschichtigen und grobkörigen Sandsteins abgerundet erscheinen, wie die Oberfläche der Schichten ganz glatt wie abgehobelt ist und zugleich von lauter parallelen, groben Schrammen bedeckt wird. Diese Schrammen laufen sämmtlich in der Richtung von N. 10 — 15° O. Sie sind flach, bis 30 cm lang und überziehen dichtgedrängt das harte kieselige Gestein. Da, wo ein in den Sandsteinschichten enthaltenes grösseres Kieselstück durchschnitten ist, trägt dasselbe äusserst feine, parallel den groben Schrammen des Sandsteins verlaufende Ritzen.

Fassen wir nun zum Schluss die vorstehenden Einzelbeschreibungen, in denen ich in erster Linie nur einige charakteristische locale Ausbildungsweisen des Osnabrücker Geschiebelehmes schildern, also keineswegs ein Gesammtbild des ganzen Osnabrücker Diluviums geben wollte, kurz zusammen, so gelangen wir zu folgenden Resultaten:

1. In der Umgegend von Osnabrück kommt ausser dem durch seine Mächtigkeit und horizontale Verbreitung vorwaltendem diluvialen Sande echter glacialer Geschiebemergel vor. Derselbe enthält zahlreiche kantengerundete, z. Th. angeschliffene und gekritzte, sowohl nordische als auch einheimische Geschiebe, wobei sich der Herkunftsort der letzteren, welcher in der Regel ein nördlicher ist, oft sehr genau angeben lässt. Zwei verschiedenaltrige Geschiebemergel, wie sie z. B. in der Mark vorkommen, haben sich bis jetzt bei Osnabrück nicht unterscheiden lassen.

2. Im Untergrunde des Geschiebelehmes wurde an zwei Stellen oberflächliche Schichtenstörungen beobachtet.

3. In einem Falle war die Oberfläche der von einer sandigen Grundmoräne bedeckten anstehenden Schichten mit Glacialschrammen versehen.

---

# B. Briefliche Mittheilungen.

## 1. Herr Berendt an Herrn Dames.

### Ueber das Diluvium von Osnabrück und Halle a./S.

Arneburg a./Elbe, den 16. September 1882.

Aus den Mittheilungen der Herren Hamm und Bölsche ersehe ich bis jetzt eine mit den Verhältnissen des gesammten mittleren und östlichen Norddeutschland sehr gut übereinstimmende Ausbildung auch des Diluviums der Osnabrücker Gegend. Allerdings muss man unterscheiden zwischen der ungestörten und mächtigen Entwickelung der Diluvialbildungen im eigentlichen Flachlande und der mannichfach gestörten und in ihrer Entwickelung räumlich beeinträchtigten, an den Rändern des aus älteren Formationen bestehenden Gebirgslandes oder auch auf hervortauchenden Kuppen älteren Gebirges innerhalb des Flachlandes.

Dennoch zeigt das Diluvium der Osnabrücker Gegend den Geschiebesand, einen Geschiebemergel und die unteren Diluvialsande deutlich entwickelt. Es fehlt also in der Hauptsache nur eine zweite Bank des Geschiebemergels. Wie aber das Diluvium in seiner vollen Entwickelung im grössten Theile des Flachlandes nicht nur zwei, sondern mehrere Bänke von Geschiebemergel übereinander zeigt, deren oberste ihrer discordanten Ueberdeckung halber als besondere Formationsabtheilung unterschieden werden muss, so beobachtet man in der ganzen Gegend von Halle und nach dem Rande des Harzes zu unter und neben der allgemeinen Lössbedeckung nur einen Geschiebemergel, ebenso wie die Aufnahmen im Königreich Sachsen, also wieder am Rande zum Gebirgslande hin, nur einen Geshiebemergel fanden.

Ob man es hier wie in der Gegend von Osnabrück mit Oberem oder Unterem Geschiebemergel zu thun habe, lässt sich vor der Hand noch nicht mit Sicherheit entscheiden. Be-

merken will ich nur, dass ich vor Kurzem durch Herrn WEBRTH aus der Gegend von Detmold schon in Handstücken durch seine tiefblaugraue Farbe und seine Structur unverkennbaren Unteren Geschiebemergel erhielt und dass ich auch in der Gegend von Teutschenthal bei Halle durch seine Lagerung als echten Unteren sich ausweisenden Geschiebemergel seiner Zeit gesehen habe.

Genau wie die Herren MARTIN, HAMM und BÖLSCHE es nun bei dem Geschiebemergel der Osnabrücker Gegend und Herr WEBRTH von demjenigen der Gegend von Herfort-Detmold beschreiben, zeigt auch der Geschiebemergel der Gegend von Halle und die ihn nach dem Harzrande zu bei Eisleben und Hettstedt mehr und mehr vertretende Geröllschicht zwischen dem Löss und dem Unteren Sande, zum Theil sogar vorwiegend, einheimische Geschiebe, wie ich solches schon vor jetzt bald 20 Jahren in einem zur Zeit noch handschriftlichen Berichte über meine damalige Kartenaufnahme der Gegend von Hettstedt, Mansfeld, Eisleben, Sangerhausen ausführte und erst dieser Tage bei einem Besuche dieses meines alten Aufnahmegebietes mich noch einmal zu überzeugen Gelegenheit hatte.

Was ich damals aber nicht beobachtete, mir unter dem unumschränkten Banne der Drift-Theorie eben gar nicht zu suchen einfallen konnte, das waren die in der Osnabrücker und Detmolder Gegend wie im Königreich Sachsen und auch an Punkten im eigentlichen Flachlande, wo in gleicher Weise ältere Gesteine der Oberfläche nahe treten, jetzt immer zahlreicher beobachteten einheimischen Geschiebe mit deutlicher, von Abrutschungsflächen unschwer zu unterscheideneer Eisschrammung. Besonders schön zeigte sich diese Abschleifung und Schrammung an Geschieben echten Rogensteins und rogensteinähnlicher Kalksteine des dort so verbreitet anstehenden Buntsandsteins, und sammelte ich solche sowohl aus der den Unteren Diluvialsand und -Grand bedeckenden Geröllschicht in den grossen Grandgruben zwischen Trebnitz und Cönnern a. d. Saale, als auch in einer grossen Grube unweit des Bahnhofes von Belleben, unmittelbar aus der den Löss und Unteren Sand und Grand trennenden Geschiebemergelbank. Ich zweifle daher auch keinen Augenblick, dass bei einiger Achtsamkeit auf frische Abdeckungen ihrer Härte nach geeigneter älterer Gesteine sich Schleifung, Schrammung und Rundhöckerbildung, gerade wie im benachbarten Königreich Sachsen und auf den vereinzelten Kuppen im Flachlande selbst, auch in der ganzen Gegend von Halle finden wird.

Aus dem Gesagten dürfte aber zur Genüge hervorgehen, dass eine Uebereinstimmung unserer westlichen und östlichen Diluvialbildungen, sowohl in ihrem petrographischen Habitus,

als in ihrer Aufeinanderfolge und in mancherlei Nebenerscheinungen — wie ich solches in Gemeinschaft mit MEYN betreffs des noch weiter westlichen Hollands seiner Zeit aussprach — der Hauptsache nach kaum zu verkennen ist, und das Diluvium auch hierin älteren Bildungen nicht im mindesten nachsteht.

## 2. Herr O. HEER an Herrn WEISS.

Zürich, den 6. November 1882.

### Ueber *Sigillaria Preuiana* ROEMER.

(Palaeontographica Bd. IX. pag. 42. t. 35. f. 7. var.)

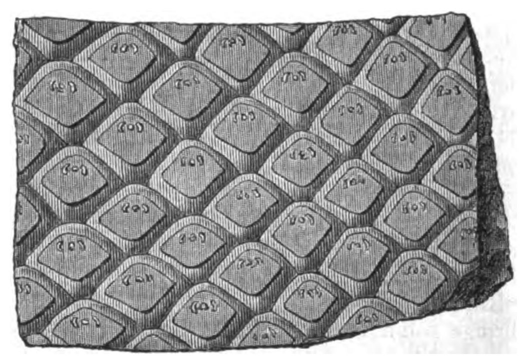
von Neustadt am Harz, unter dem Hohenstein, aus einem nicht mehr bebauten Kohlenflötz (W. ZINCKEN).

Ein schön erhaltenes Rindenstück, das mit keiner beschriebenen Art völlig übereinstimmt, aber der *Sigillaria Preuiana* RŒM. so nahe sich anschliesst, dass wir es zu dieser Art zu bringen haben. Die Blattpolster haben dieselbe Form und Stellung und die 3 Gefässbündelnarben stehen auch näher dem oberen Rande. Es weicht aber von RŒMER's Abbildung ab: 1. durch beträchtlichere Grösse. Die Breite der Blattpolster beträgt $12\frac{1}{2}$ mm bei 10 mm Länge; die Breite des Schildes $8\frac{3}{5}$ mm, die Länge 7 mm; bei RŒMER's Pflanze beträgt die Breite des Polsters $7\frac{1}{5}$ mm, die Länge $6\frac{1}{2}$ mm. — 2. ist bei RŒMER der Schild relativ viel grösser, indem er hier bis gegen die Basis hinabreicht.

Diese Unterschiede reichen aber zur Speciestrennung nicht aus. Bei unserer Pflanze ist das Polster auch fast 6seitig mit etwas stumpferen oberen Ecken, daher die obere Partie des Blattkissens durch einen fast halbmondförmigen Bogen begrenzt, während die untere Partie etwas mehr verschmälert ist und mehr gradlinige Begrenzung hat. Der Schild ist rhombisch, aber die untere Ecke mehr abgestumpft und daher die untere Partie mehr gerundet; der Querdurchmesser ist etwas grösser als der Längendurchmesser. Die Gefässbündelnarben sind excentrisch, näher dem oberen Rand, die mittlere rund, die seitlichen halbmondförmig; der Schild ist deutlich abgesetzt, das Polster mässig gewölbt. Ueber die ganze untere Seite verlaufen feine dichtstehende Längsstreifen, die aber wohl von durchgedrückten Gefässbündeln herrühren und also nicht der Rinde angehören.

Ich bringe somit diese *Sigillaria* von Neustadt als Varietät zu *Sigillaria Preuiana*. Allein es kann sich weiter fragen, ob

diese *Sigillaria* nicht einer schon früher bekannten und allgemeiner verbreiteten Art angehöre. Herr Geinitz scheint dieser Meinung zu sein und ist geneigt, die *Sigillaria Preuiana* Rœm. mit *Sigillaria Menardi* Brongn. zu verbinden. Allein bei *S. Menardi* ist, abgesehen von dem Grössenunterschied, der Schild oben ausgerandet und die Gefässbündelnarben sind in der Mitte des Schildes (cf. Brongniart, hist. t. 158. f. 5, 6, und Goldenberg's Flora Saraepont. t. VII. f. 1, 2, und Lesquereux, geol. Survey of Illinois Pl. 43), durch welch letzteres Merkmal namentlich diese Art ausgeschlossen wird. Näher aber steht die *S. Preuiana*, wie dies schon Rœmer angegeben hat, der *S. Brardi* Brongn. und *S. ornata* Brongn., t. 158, namentlich f. 8. Allerdings hat die *S. Brardi* in den Abbildungen von Brongniart und Goldenberg (VII. 7, 8) noch viel grössere Blattpolster als unsere *Sigillaria* von Neustadt, dagegen hat das von Germar von Wettin abgebildete schöne Stück (Verst. von Wettin pag. 30. t. XI. f. 1) kleinere Polster selbst als unser Exemplar. Wichtiger als die sehr variable Grösse der Polster ist, dass bei der *S. Brardi* dieselben mehr in die Breite gezogen sind und namentlich dass der Schild in allen mir vorliegenden Abbildungen vorn ausgerandet ist, was bei der Harzer *Sigillaria* durchaus nicht der Fall ist. In dieser Beziehung nähert sich diese mehr der *S. ornata* Brongn. (pag. 434 t. 158. f. 7, 8), bei der aber Polster und Schild ebenso lang als breit sind, während bei der Harzer *Sigillaria* der Querdurchmesser den Längsdurchmesser etwas übertrifft. Man kann sagen, dass die Harzer Art zwischen der *S. Brardi* und *S. ornata* steht und es kann erst eine weitere, auf grossem Material fussende Untersuchung zeigen, ob die 3 Arten: *S. Brardi, Preuiana* und *ornata* festzuhalten sind oder aber nur Formen (vielleicht auch nur Altersunterschiede) derselben Art darstellen, was mir wahrscheinlich ist.



*Sigillaria Preuiana* Roem. var., Neustadt am Harz.

Nachschrift. Das Original zur Rœmer'schen *Sigillaria Preuiana* ist leider nicht mehr aufzufinden, sondern nur Gypsabgüsse davon vorhanden; die Abbildung eines neuen Exemplares ist also und auch deswillen um so mehr von Werth, als die von Rœmer gegebene recht viel zu wünschen übrig lässt und mit dem Gypsabgusse wenig übereinstimmt. Nach Vergleich desselben mit der Abbildung von Heer, welche in der Figur auf voriger Seite zum Theil wiedergegeben ist, ist kein Zweifel, dass wir es mit derselben Art zu thun haben, welcher die Rœmer'sche *Preuiana* angehört, nur die Kissen sind ein wenig grösser. Hält man an der fehlenden oberen Ausrandung der Blattnarbe (des Schildes) fest, so ist dies der wesentlichste Unterschied von der echten *S. Brardi* und vielleicht einer Reihe von Formen, welche den Typus *Brardi* tragen, wie *Menardi, Defrancei, oculifera* etc., die aber der Ausrandung entbehren. Freilich ist dieser Charakter nicht ganz constant, wie ich schon in meiner foss. Flora d. jüng. Steink. u. d. Rothlieg. im Saar-Rheingebiete pag. 162 und den zugehörigen Abbildungen gezeigt habe und an anderen Arten bestätigen kann, am schönsten bei *Sigillaria elegans,* deren Zweige die echte *elegans* mit ausgerandeten Narben und fast reguläre 6seitige Blattkissen tragen, während der Stamm vor der Gabelung die *S. hexagona* ist mit nicht ausgerandeten Blattnarben und breit-6seitigen Polstern und Narben. Sterzel hat im N. Jahrbuch für Mineral. 1878. pag. 732 die *Sigillaria Preuiana* und deren Beziehung zu *Meuardi* und *Brardi* untersucht und betrachtet sie als Varietät der letzteren unter der Bezeichnung *S. Brardi* var. *approximata* Sterzel, den sehr geringen Grössenunterschied zwischen Blattpolster und Blattnarben betonend. Die interessante Heer'sche Mittheilung beweist jetzt, dass für *Preuiana* hierauf kein Gewicht zu legen ist. Der Gypsabguss des Rœmer'schen Originals lässt messen:

Breite des Blattpolsters 8 mm, Höhe 6 mm;
„ der Blattnarbe 5,6 „ „ 4,5 „

Ausrandung ist nicht erkennbar; Gefässbündel wenig über der Mitte der Narbe.

Das von Sterzel erwähnte Dresdener Exemplar, das von Preu geschenkt wurde, misst:

Breite des Blattpolsters 8 mm, Höhe 5 mm;
„ der Blattnarbe 5,3 „ „ 4,3 „

Ausrandung der Narbe fehlt, Gefässbündel wie vorher.

### 3. Herr Gümbel an Herrn W. Dames.

## Ueber die Bildung der Stylolithen und über Fulgurite.

München, den 20. November 1882.

Ueber die Bildungsweise der Stylolithen sind bis jetzt ziemlich zahlreiche Erklärungsversuche bekannt geworden, von welchen jedoch keiner, wie es scheint, sich einer allgemeinen Zustimmung zu erfreuen hat. Es ist hier nicht der Ort, auf alle diese einzelnen z. Th. aber neuerlichen Versuche, von denen denn doch wohl nur die schon vor langer Zeit durch Herrn Beyrich gegebenen und dann jene von v. Quenstedt zuletzt in den Epochen der Natur besprochenen als den Thatsachen entsprechend anzusehen sein möchten, näher einzugehen. Nachdem ich die in dem fränkischen Muschelkalk fast in allen Gliedern, vorzüglich aber in dem Schaumkalk und Trigonodus-Dolomit von Rothenburg, ebenso in dem fränkischen Jurakalk und selbst Dolomit (wenn auch spärlich) vorkommenden Stylolithen reichlich gesammelt und mit den weitaus schönsten Exemplaren aus dem Muschelkalk von Rüdersdorf, aus der Jenaer Gegend und jener der Zenker'schen Sammlung sorgsam verglichen habe, glaube ich umsomehr zu gesicherten Ergebnissen gekommen zu sein, als es mir auch experimentell gelungen ist, solche Stylolithen künstlich zu erzeugen.

Es darf als bekannt vorausgesetzt werden, dass weitaus die meisten Stylolithen von unten nach oben in die umgebende Gesteinsmasse hineinragen, also gleichsam aufgestiegen sind. Doch habe ich mich an anstehenden Schichten überzeugt, dass schmale Stylolithen auch von oben nach unten niedersetzen, abgesehen von den Fällen, in welchen ganz augenscheinlich schwerere Einlagerungen, z. B. Muschelschalen, Ammoniten etc. in die untere, noch weiche Schlammmasse eingesunken sind und stylolitenartig gestreifte, abgegrenzte Gleitungsflächen erzeugt haben. Viele der Stylolithen stehen mehr oder weniger senkrecht zu den Schichtflächen. Doch zeigen nicht wenige auch eine Biegung nach der Seite, einige von Rüdersdorf sind geradezu bogenförmig gekrümmt, selbst übergebogen, ohne dass sich jedoch eine bestimmte Richtung, nach welcher Seite die Krümmung erfolgt ist, selbst in nebeneinander stehenden Stylolithen bemerkbar macht. Der eine Stylolith ist hierher, der andere dorthin gebogen. Auch die Höhe, bis zu welcher die

einzelnen Stylolithen aufragen und in der sie enden, ist in ganz nachbarlich nebeneinander vorkommenden ganz ungleich. Entschieden unrichtig ist die Angabe, dass sie bis zur Oberfläche der Schicht, welche sie umschliesst, reichen. Das Auffallendste an den Stylolithen ist die Erscheinung, dass viele derselben, namentlich jene von Rüdersdorf häufig — aber nicht alle — oben mit einer aufgesetzten Schale einer Versteinerung, einer *Terebratula* oder eines *Pecten*, ja selbst eines *Nothosaurus*-Knochentheils, bedeckt sind, und dass darüber eine nie fehlende Thonkappe (durch nachträgliche Auswaschung an freiliegenden Stücken wohl oft weggewaschen) sich ausbreitet, selbst wenn der Kopf des Stylolithen in Folge der Krümmung nach abwärts geneigt ist. Die Beschaffenheit dieser Thonkappe habe ich besonders genau untersucht und ausnahmslos gefunden, dass sie der thonigen oder mergeligen Lage entstammt, welche die den Stylolithen einschliessende Gesteinsschicht nach unten abgrenzt. Sie ist ein mit der Stylolithen-Masse aufwärts gestiegener Theil dieser unteren thonigen Lage. In sehr vielen Fällen ist dies auf den ersten Blick zu erkennen und unzweideutig festzustellen, wenn nämlich diese untere thonige Lage durch besondere Färbung, durch bituminöse Beimengungen u. s. w. ausgezeichnet, oder was noch auffallender ist, durch Schüppchen und Zähnchen von Fischen charakterisirt ist. Immer findet sich dieselbe Beschaffenheit auch in der Thonkappe. Selbst die oft eigenthümliche Textur dieser Thonlage kehrt genau in gleicher Weise in den Thonkappen wieder. Darüber kann mithin kein Zweifel obwalten, dass die Stylolithenmasse zu einer aufsteigenden Bewegung gezwungen wurde. Dies bestätigt auch unzweideutig ein- und ausspringende zackige, stets deutlich längsgestreifte Kanellirung der Stylolithen in Fällen einer Schalenbedeckung, in welchen dann die aus- und einspringenden Kanten und Rinnen genau den Umrissen der aufliegenden, am Rande oft vielfach verbrochenen und unganzen, zackigen, gekerbten Schalen, wie es bei *Pecten* häufig vorkommt, entsprechen. Die Einkerbungen der Schale haben hier die äusseren Umrisse der Stylolithensäule bedingt und hervorgerufen. Dabei sind zuweilen seitlich anhängende Thonfetzen mit emporgeschleppt worden und in einzelnen Fällen gleichsam unterwegs abgebrochen und zurückgelassen worden, so dass alsdann der Stylolith in geringeren Dimensionen fortsetzt und stufenähnlich abgesetzt erscheint. In den Fällen, in welchen keine Schale u. dergl. das Stylolithende bedeckt, sondern nur eine Thonkappe sich vorfindet, scheint das Thonstück der Kappe den Umriss der Stylolithsäule bestimmt zu haben. In der Regel ist der Thon dieser Kappe etwas gewölbt und an den Seiten abwärts gebogen, wie die

dünne Schichtung desselben zu erkennen giebt, was davon herrührt, dass bei der aufsteigenden Bewegung der Stylolithmasse die randlichen Theile des Thones zurückgeblieben und mitgeschleppt wurden, wie denn die Seitenflächen des Stylolithen meist mit einem dünnen, oft glänzenden Thonüberzug, der von solchen zurückgebliebenen Thontheilchen abstammt, bedeckt erscheint. In dem Maasse der Dicke dieses Thonüberzuges ist dann auch der Stylolith nach oben etwas verjüngt, und zuweilen selbst terrassenförmig abgesetzt. Bei abwärts gehenden Stylolithen scheint der Thonfuss wie auseinander gequetscht, etwas verbreitet und der Stylolith am Ende selbst wie gestaucht.

Sehr häufig ist zwischen der Gesteinsmasse, aus welchem der Stylolith im Innern besteht, und der umgebenden Gesteinsmasse durchaus kein Unterschied wahrzunehmen. Dies macht sich namentlich bei der oolithischen Textur bemerkbar. Wenn in der Stylolithmasse Schalenreste vorkommen, oder umgekehrt solche in den einschliessenden Gesteinen zu sehen sind, endigen sie immer an den Grenzflächen scharf ohne in die benachbarte Masse hineinzuragen. Ebenso brechen der Schichtung parallel laufende Streifen des Nebengesteins scharf am Stylolithen ab, um erst jenseits wieder in gleicher Höhe fortzusetzen. Nur selten lässt sich eine besondere Beschaffenheit der Stylolithenmasse gegenüber dem Nebengestein erkennen in der Weise z. B., dass die erstere oolithische Textur zeigt, während das einschlisssende Gestein aus gleichförmig dichtem Material besteht, was beweist, dass die Stylolithen keine reinen Absonderungen im Gestein selbst sein können, sondern dass ihr Material einer Masse entstammt, welche ursprünglich ausserhalb der Einschlussschicht sich befand. Die Masse der Stylolithen stimmt in solchen Fällen mit jener der unterlagernden Schicht überein. Besonders in die Augen springend ist die scharfe. Trennung zwischen Stylolith und Nebengestein, wenn beide aus heller Kalkmasse bestehen, während der Ueberzug über die Stylolithen von einem durch Bitumen schwarz gefärbten Thon gebildet wird. Der Schichtenboden, der Ueberzug und die Thonkappe ist dann ganz aus gleichem schwarzen Thon zusammengesetzt, der an den Seitenflächen oft wie auf einer Rutschfläche glänzend glatt und wie polirt aussieht. Oft findet man auch einen Kalkspathüberzug über die Seiten der Stylolithen ausgebreitet, der ebenso wie die Säule selbst scharf längsgestreift ist. Es ist dies eine nur secundäre Bildung, welche dadurch entstanden gedacht werden muss, dass in Folge des ungleichen Zusammenziehens von Stylolithmasse und dem Thonüberzug oder der Einschlussmasse bei dem Austrocknen und Festwerden des Gesteins ein kleiner Hohlraum zwischen

Stylolithen und dem einschliessenden Gestein sich bildete, in welchem sich dann nachträglich Kalkcarbonat ansiedelte, wie auf den die Kalksteine so häufig durchziehenden Klüften und Rissen. Diese Kalkspathrinde zeigt daher dieselbe Streifung, wie die Form, in die er gleichsam hineingegossen wurde.

Sehr bemerkenswerth sind feine, in Bezug auf die Längenrichtung der Stylolithen mehr oder weniger quer verlaufende, meist etwas zickzackförmig geknickte oder zartgewellte Streifchen auf der Aussenseite der Stylolithsäulchen. Sie rühren ohne Zweifel von der ruckweisen Bewegung der aufwärts gedrängten Stylolithmasse her, wobei immer von einer Stelle zur nächst höheren die begleitende Thonmasse, indem sie eine dünne Lage als Ueberzug über dem Stylolith zurückliess, zerrissen und ausgezogen wurde. Diese zackigen Querstreifchen bezeichnen die bei der Bewegung der Stylolithen entstehenden Abrissstellen oder -Nähte des Thonüberzuges, ähnlich der Streifung, die sich zeigt, wenn man Thon auseinanderzieht.

Wenn es nun nicht zweifelhaft ist, dass neben den weit vorherrschenden aufrechtstehenden Stylolithen es auch abwärtsgehende, wie wohl selten, und zwar in kleiner Form giebt, dass aber mit jeder Bildung von aufrechten Stylolithen eine entsprechende Senkung grösserer Gesteinsmassen in Verbindung stehend gedacht werden muss, die Stylolithenbildung also im Grossen überhaupt als eine Zerzapfung kleiner aufrecht stehender Gesteinsmasse mit grösserer gesenkter Masse aufzufassen sein möchte, so zweifelhaft erscheint es, dass es mehr oder weniger horizontal liegende Stylolithen gebe. Stücke dieser Art, welche ich der besonderen Freundlichkeit des Herrn Hofrath Schmid in Jena verdanke, haben mir unzweideutig gezeigt, dass die lagenweis verschiedene Färbung des etwas eisenhaltigen Kalkes, welche als maassgebend für die Beurtheilung der eigentlichen Schichtfläche angenommen worden zu sein scheint, nicht als Zeichen der Schichtung anzusehen sein dürfte, vielmehr nur einer von parallelen Kluftflächen ausgehenden, schrittweise vordringenden Zersetzung oder Oxydation des eisenhaltigen Kalkes entspricht, und dass demgemäss die eigentlichen Schichtflächen nahezu senkrecht zu dieser schichtähnlichen Farbenstreifung stehen, was sich auch in Dünnschliffen nach der Richtung der Gesteinselemente zu erkennen giebt. Würden jene verschieden gefärbten Gesteinslagen wirklich der Schichtung entsprechen, dann allerdings würden auch die vorfindlichen Stylolithen, welche parallel mit diesen gerichtet sind, als horizontal gelagert zu betrachten sein; sie sind jedoch wie gewöhnlich als aufrechtstehend aufzufassen, sobald man jene farbigen Bänder als als von Klüften

ausgehende Zonen im Gestein annimmt; wie ich das erkannt zu haben glaube.

Was die Erklärung der Stylolithenbildung nach dieser kurzen Beschreibung ihrer äusseren Erscheinung anbelangt, so ist wohl darüber kein Zweifel zu erheben, dass die Stylolithen bei dem Vorgange der Verfestigung der sie einschliessenden Gesteinsmasse zu einer Zeit entstanden sind, als diese Masse noch einen gewissen Grad von Plasticität besass, d. h. noch nicht ausgetrocknet war und noch unter dem grossen Druck auflagernden Gesteinsmaterials stand. Die Stylolithen sind innerhalb mehrerer aufeinander lagernder, in Form eines Kalkschwamms abgesetzter, durch thonige oder mergelige Zwischenlagen abgetrennter Schichten dadurch entstanden, dass bei dem ungleichen Verhalten bei dem Austrocknen oder Verfestigen die Thon- und Mergellage sich zusammenzog, rissig wurde, in kleine Stückchen klüftete und dass dadurch die bisher bestehende Gleichgewichtslage der zwei aufeinander ruhenden Kalkschichten gestört wurde, die auflagernde Kalkmasse einen Druck auf die unterliegende ausübte, der bei dem Austrocknen entstandenen Raumverminderung entsprechend sich senkte und dadurch einzelne kleinere, durch das Zersprengen der Thonlage abgetrennten Partieen der unterliegenden Masse zu einer aufsteigenden Bewegung veranlasste. Die kleinere Masse wurde nämlich dadurch gezwungen, dem Druck der grösseren nachzugeben, was nur durch eine Bewegung nach aufwärts möglich war, da die Unterlage jede Bewegung in dieser Richtung verhinderte. Durch diese wechselseitige Bewegung, nämlich einer sich senkenden in der Hauptmasse und einer aufsteigenden in den zerstückelten kleinen Partieen, entstand die zapfenförmige Verkeilung der Stylolithen mit dem einschliessenden Gestein und durch die Bewegung selbst nach dem Umriss der hierbei bahnbrechenden Schale oder Thonschieferscholle bildete sich die Kanellirung und Längsstreifung der Stylolithen. Das durch Zerreissung der unteren Thonlage abgetrennte Thonstück erscheint als die Kappe des Stylolithen, die während des Aufsteigens sich abtrennenden Thontheilchen als thoniger Ueberzug des Stylolithen.

Ich habe versucht, diesen Vorgang künstlich nachzuahmen, indem ich eine halbweiche, mit nur wenig Thon vermengte Masse von sogen. Malerkreide mit einer ganz dünnen Lage von stark gefärbten Thon überdeckte und darauf eine schwere, an mehreren Stellen mit Löchern versehene Bleiplatte legte, darüber dann wieder eine besonders gefärbte Lage von Kreideschlamm ausbreitete. Durch die Schwere der Bleiplatte wurde letztere langsam gesenkt und dieser Senkung entsprechend wurden aus der unterlagernden Masse durch die Löcher der

Bleiplatte säulenförmige, nach dem Umriss der Löcher kanellirte und deutlich längsgestreifte Stiele in die der Platte aufliegende Masse hineingepresst. Ein Thonstückchen bildete auch hier die Kappe und die Seiten waren stellenweis mit einem thonigen Ueberzug überkleidet. Nach dem Austrocknen erhielt ich durch die Farbe leicht unterscheidbare, in die obere Lage vorgedrungene Stylolithen-ähnliche Säulchen. Das Gelingen dieses Versuchs hängt in ersten Linie von dem Grad der Weichheit des verwendeten Materials ab. Stark thonige Masse ist wegen der Zähigkeit des Thons nicht zu verwenden. Begreiflich ist dieser Versuch nur roh, aber, wie mir scheinen möchte, doch zureichend, um sich eine Vorstellung von der Stylolithen-Bildung zu verschaffen.

---

Vielleicht verdient auch ein weiterer kleiner Versuch, den ich eben angestellt habe, eine Beachtung. Durch Herrn ZITTEL erhielt ich nämlich aus der libyschen Wüste einige zwischen Dachel und der Ammons-Oase gesammelte schöne Fulgurite. Diese Blitzröhren sind zum Theil ziemlich kreisrund mit einer inneren Höhlung bis zu 5—10 mm und eine durchschnittliche Wandstärke von 1 mm. Die Wände bestehen aus völlig geschmolzener, glasartig durchsichtiger Quarzmasse mit reichlich eingestreuten Quarzkörnchen, die in der Glasmasse vollständig eingescholzen sind. Das Innere dieser Röhrchen ist glänzend, glatt, die Aussenseite matt. Die allgemeine Form der Röhrchen ist eine cylindrische, jedoch nicht gleichförmig gewölbt, sondern uneben, mit zahlreichen höckerigen Erhöhungen und grubenförmigen Vertiefungen, runzelig. Indem diese Unebenheiten sich der Länge nach, aber in grosser Unregelmässigkeit aneinander reihen, entsteht eine Art Längskanelirung mit einer entschiedenen Neigung zu einem spiralförmigen Verlaufe. Ausserdem ist die Wandung an vielen Stellen von rundlichen Löchern, deren Rand abgerundet ist, durchbrochen.

Eine Reihe anderer durch eine dunkle, fast schwarze Farbe ausgezeichnete Blitzröhren sind, obwohl auch in die Länge gestreckt, von sehr unregelmässiger äusserer Form, wie eine von allen Seiten zusammengeknotete Papierrolle mit flügelartig vorstehenden, etwas gewundenen Längskanten und diesen entsprechenden Rinnen. Die Kanten sind an einzelnen Exemplaren von Stelle zu Stelle senkrecht zur Längenrichtung erweitert, so dass eine geknotete Stange entsteht. Alle diese Vorsprünge sind mit höckerigen Vorsprüngen und grubenartigen Vertiefungen bedeckt, so dass das Aeussere eine gewisse Aehnlichkeit mit einem Reh- oder Hirschgeweih gewinnt. Bei dieser Form ist die Durchschlagsöffnung im Innern nur 3 — 5 mm weit, die Wandstärke misst $2^1/_2$—3 mm. Auf dem Querbruch

zeigen diese Stangen ein strahliges Gefüge und die geschmolzene Glasmasse im Innern ist durch sehr zahlreiche längliche, gegen das Centrum verlaufende Bläschen bimssteinähnlich porös. Das reichlich mit eingeschmolzenen Quarzkörnchen durchspickte Ganze macht den Eindruck, als ob nach der Schmelzung ein luftverdünnter Raum entstanden sei und die ursprünglich rundliche Röhre durch den äusseren Luftdruck zusammengequetscht wäre.

Das besondere Interesse an diesen Fulguriten ist auf die Thatsache gerichtet, ob das geschmolzene Quarzglas das geringere spec. Gewicht der von dem Knallgasgebläse geschmolzenen Quarzsubstanz besitzt. Leider ist die reichliche Vermengung der Glasmasse mit eingemengten, offenbar nicht geschmolzenen (im polaris. Licht stark farbigen) Quarzkörnchen einer genaueren Bestimmung des spec. Gew. hinderlich. Doch fand ich dasselbe = 2,35 — 2,46, was einer Vermengung von Quarzglas (G. = 2,26) mit Quarzsand (G. 2,6) gleichkommt. Dass die geschmolzene Masse wirklich Glas sei, ergab die Untersuchung derselben im polarisirten Lichte, wobei sich ergab, dass sie vollständig amorph ist, bei gekreuzten Nicol'schen Prismen dunkel bleibt, während die eingeschmolzenen Quarzkörnchen die lebhaften Interferenzfarben zeigen.

Diesem Verhalten entspricht auch das Resultat der chemischen Untersuchung. Sehr feines Pulver, mit Kalilauge längere Zeit gekocht, war nur zu 46 Gewichtsprocenten löslich, der Rest war unlöslicher Quarz, der wahrscheinlich der Beimengung von Sandkörnchen entspricht. Die unregelmässig geformten schwärzlichen Exemplare enthalten Eisen und Mangan, und es ist nicht unwahrscheinlich, dass das durch diese Beimengung etwas leicht flüssige Glas auch leichter deformirt werden konnte.

# C. Verhandlungen der Gesellschaft.

## 1. Protokoll der Juli-Sitzung.

Verhandelt Berlin, den 5. Juli 1882.

Vorsitzender: Herr WEBSKY.

Das Protokoll der Juni-Sitzung wurde vorgelesen und genehmigt.

Der Vorsitzende legte die für die Bibliothek der Gesellschaft eingegangenen Bücher und Karten vor.

Der Gesellschaft sind als Mitglieder beigetreten:

Herr Salinendirector RÜCKERT in Salzungen, vorgeschlagen durch die Herren BEYRICH, WEBSKY und WEISS;

Herr Graf MATUSCHKA, stud. phil. z. Z. in Berlin, vorgeschlagen durch die Herren DAMES, ARZRUNI und WAHNSCHAFFE.

Herr WEISS legte die kürzlich vollendete und im Handel befindliche zweite Reihe galvanoplastischer Copieen von Stegocephalen aus der Permformation Böhmens vor, welche Herr A. FRITSCH in Prag hergestellt hat und welche als getreueste Vervielfältigungen der beschriebenen Originale diese zu ersetzen im Stande und geeignet sind zu zeigen, wie mühevoll die unternommene Arbeit des Verfassers der „Fauna der Gaskohle" etc. gewesen ist und wie viel an dem Materiale gefunden wurde.

Weiter that Derselbe Erwähnung zweier in neuester Zeit construirter Steinschneidemaschinen, einer von RUMPF in in Graz und einer anderen von COHEN in Strassburg, deren Construction sich beschrieben finden jene in TSCHERMAK's Mittheilungen, diese von STEINMANN im N. Jahrbuch. Einige ausgezeichnete Schnitte, durch die mit Diamantpulver arbeitende Strassburger Maschine erzeugt, welche Herr BENECKE dem

Vortragenden zuzuschicken die Güte gehabt hat, zum Theil fast papierdünne Platten von ziemlicher Grösse, welche zu Dünnschliffen weiter verarbeitet werden können, liefern den Beweis von der ausgezeichneten Wirksamkeit der zweiten der genannten Maschinen, die hiernach sehr empfehlenswerth erscheint.

Nächstdem besprach Derselbe Vorkommnisse fossiler Pflanzen von folgenden 3 Orten unter gleichzeitiger Vorlage der Originale.

1. Einige Reste von Meisdorf bei Ballenstedt am nördlichen Harzrande, aus der Halle'schen Universitätssammlung von Herrn v. FRITSCH zur Ansicht mitgetheilt, welche Rothliegenden - Charakter tragen. Ausführliches hierüber s. Jahrb. der königl. preuss. geol. Landesanstalt für 1881. pag. 595 ff.

2. Eine Reihe von Resten des Rothliegenden aus einem grossen Steinbruch der Gegend östlich von Alsenz in der Rheinprovinz, nämlich beim Guttenbacherhof bei Oberhausen. Theils im Sandstein, theils in Schieferthonschichten wurden auf einer Excursion mit Herrn GREBE dort im vorigen Jahre gefunden: *Walchia piniformis* und *filiciformis*, *Odontopteris obtusa*, *Sphenopteris oblongifolia* WEISS (kleiner Rest, wie bei Wünschendorf in der Lausitz), *Sphenopteris* cf. *Gützoldi* GUTB. (kleiner Rest) und besonders merkwürdig mehrere Sigillarien, worunter *Sigillaria rimosa* (s. WEISS, Foss. Flora d. jüngsten Steink. etc., welche wohl nicht die GOLDENBERG'sche Art ist und nahe *alternans* kommt) und Arten vom Typus der *Sigillaria Brardi*. Von letzteren stimmt ein Exemplar mit *Sigillaria Menardi* BRONGN., hist. t. 158. f. 5. (von Wilkesbarre, Pennsylvanien), ein anderes mit *Sigillaria rhomboidea* BRONGN.-ZEILLER, nämlich ganz mit der Form bei ZEILLER, vég. foss. du terrain houiller de la France t. 174. f. 2, nicht ganz mit der bei BRONGNIART hist. t. 157. f. 4, ein drittes gleicht einer *Brardi* mit verwischten Gitterfurchen, die aber doch noch vorhanden sind.

3. Ein paar Reste aus Rothliegendem - Sandstein von Merzdorf bei Lähn in Schlesien, gesammelt von Herrn Cantor DRESSLER in Löwenberg, mitgetheilt von Herrn HALFAR. Ausser einer *Neuropteris*, die vielleicht auf *Odontopteris obtusa* bezogen werden muss, liegen erkennbare Abdrücke von *Sphenophyllum* vor, die zum Theil ganz mit *Sphenophyllum emarginatum* übereinzustimmen scheinen, eine für diese Schichten sehr seltene Gattung.

Herr REMELÉ zeigte ein ausgezeichnetes Exemplar vom *Rhynchorthoceras Angelini* BOLL sp. vor, welches kürzlich bei Heegermühle unweit Eberswalde zusammen mit 2 anderen Stücken

derselben Art, einem regulären *Orthoceras* und einem Pygidium von *Asaphus platyurus* Ang. in einem Geschiebe von jüngerem, rothem Orthocerenkalk gefunden wurde. Dasselbe ist bei 13,5 cm Länge fast bis zur äussersten Spitze erhalten, so dass der Durchmesser am unteren Ende noch etwas weniger als 2 mm beträgt, und zeigt vortrefflich die für die Gattung charakteristische bogenförmige Krümmung des Anfangstheils. Es ist dieser Fossilrest deshalb von besonderer Wichtigkeit, weil er auf den ersten Blick sich als ein echtes *Rhynchorthoceras* zu erkennen giebt, während gerade die in Rede stehende häufigste Art des genannten Genus in ihrem gewöhnlichen fragmentarischen Erhaltungszustande am meisten dem Aussehen eines regulären Orthoceratiten sich nähert.

Derselbe Redner sprach sodann, unter Vorlegung von Belegstücken, über neue Funde des von ihm früher[1]) beschriebenen Fenestellenkalks. Vor Kurzem wurde durch Herrn Cuncler von dieser seltenen Geschiebe-Art zwei ausgezeichnete Stücke im unteren Diluvialgrand bei Heegermühle aufgefunden und der Geschiebesammlung der Eberswalder Forstakademie übergeben, welche eine überaus reiche Ausbeute an Versteinerungen geliefert haben. Das eine derselben (No. 1) gehört zur typischen Abänderung dieses Gesteins, und gleicht durchaus dem a. a. O. besprochenen Diluvialgerölle von Oderberg i. d. M., östlich von Eberswalde, in welchem der Vortragende zuerst eine eigenthümliche, dem Leptaenakalk Dalekarliens entsprechende Geschiebe-Art erkannte; es ist zusammengesetzt aus dichter Kalksteinmasse von fleisch- bis ziegelrother Farbe und reichlichem, weissem Kalkspath, in dem nur vereinzelt auch rothe Kalkspathlamellen liegen. Das andere Stück (No. 2) weicht petrographisch etwas ab; dasselbe besteht aus einem bröcklig zerspringenden, lichtgrauen dichten Kalk mit Einschlüssen von zumeist farblosem oder weissem Kalkspath, enthält zugleich aber auch kleine röthliche Partieen, und zwar tritt die röthliche Färbung hauptsächlich bei einem Theile der Kalkspathsubstanz auf, welche die zahlreich vorhandenen Crinoidenstiele petrificirt. Dieses letztere Stück hat im Aussehen Aehnlichkeit mit den hellfarbigen Kalken, die in der Borkholm'schen Schicht in Ehstland auftreten, deckt sich aber in faunistischer Hinsicht vollkommen mit dem Geschiebe No. 1. Um eine Vorstellung zu geben von dem ungemeinen Petrefactenreichthum des fraglichen Gesteins, der von keinem anderen unserer silurischen Diluvialgerölle erreicht

---

[1]) Diese Zeitschrift Bd. XXXII. pag. 645.

wird, sei bemerkt, dass aus dem etwa kopfgrossen Findling No. 1 von Heegermühle nach vorläufigem Ueberschlag weit über 500 fossile Individuen herausgekommen sind, deren Zahl natürlich bei weiterem Zerschlagen noch beträchtlich vermehrt werden würden. Stark überwiegend sind darunter die Brachiopoden, welche vorzugsweise den Gattungen *Leptaena*, *Atrypa* und *Orthis* angehören.

Obwohl es noch nicht möglich war, die aus den beiden vorerwähnten Geschieben erhaltene Fauna einer vollständigen Durchbestimmung zu unterwerfen, kann doch jetzt schon folgende stattliche Anzahl fossiler Organismen aus denselben namhaft gemacht werden:

*Chasmops Eichwaldi* Fr. Schm.[1]); *Sphaerocoryphe* cf. *granulata* Ang.[2]); *Cheirurus (Pseudosphaerexochus) conformis* Ang. sp. (Fr. Schm.); *Pseudosphaerexochus* sp. indeterm.; *Sphaerexochus angustifrons* Ang.; *Encrinurus* cf. *multisegmentatus*

---

[1]) Dieser Bestimmung liegt bloss ein einzelnes Pygidium aus dem Geschiebe No. 2 zu Grunde. Dasselbe stimmt aber so gut mit der von Fr. Schmidt gegebenen Beschreibung und bildlichen Darstellung überein, dass seine Zugehörigkeit zu der genannten Art unbedenklich angenommen werden darf.

[2]) Es liegen 6 kleine, z. Th. winzige, fein gekörnte Glabellen von kugeliger Form vor, die besser zu der Figur von Angelin's *Deiphon punctatus* (Palaeont. Scandin. t. 39 f. 6), als zu denjenigen seiner *Sphaerocoryphe granaluta* (ib. f 4 u. 4a) passen. Mit denselben zusammen fand sich jedoch ein gehörntes Wangenschild, welches den in Fr. Schmidt's „Ostbalt. silur. Trilobiten", St. Petersburg 1881. t. 8. f. 17a u. b, gegebenen Abbildungen eines ehstländischen Fossils, das dieser Autor mit einigem Vorbehalt zu *Sphaerocoryphe granulata* rechnet, sehr ähnlich ist und sicher zu *Sphaerocoryphe* gehört; dasselbe zeigt u. a. auch den für diese Gattung charakteristischen, nach aussen gekehrten Zahn des Seitenrandes gleich unter der hinteren Ausmündung der Gesichtsnaht. Auf dem Occipitalring und Seitenrand sind entfernt stehende kleine Tuberkeln vorhanden. Der innere Wangentheil ist mässig schwach granulirt, lässt dagegen keine eigentlichen Grübchen zwischen den Warzen erkennen; nur eine sehr zarte Stichelung der Oberfläche ist hier bei günstiger Beleuchtung und starker Lupenvergrösserung zu sehen, ein Merkmal, welches an dem Occipital- und Seitenrand ein wenig deutlicher hervortritt. Auf den ersten Blick scheidet sich das vorerwähnte Wangenschild von der Barrande'schen Gattung *Deiphon*, bei der die überaus schmale Gestalt dieses Körpertheils keine Verwechselung aufkommen lässt; andererseits ist auch bei demselben nicht an *Staurocephalus* zu denken, bei dem umgekehrt die Seitentheile des Kopfes einen viel grösseren Raum einnehmen. Dem Gesagten zufolge könnte man sich die Frage vorlegen, ob die von Angelin unter den Namen „*Deiphon punctatus*" und „*Deiphon laevis*" mitgetheilten isolirten Glabellen, welche zusammen mit *Sphaerocoryphe granulata* im dalekarlischen Leptaenakalk gefunden wurden, nicht vielleicht eher zu *Sphaerocoryphe* zu stellen und auf jugendliche Exemplare der letztgenannten Art zurückzuführen sind.

PORTL. sp.; *Odontopleura* nov. sp.[1]); *Lichas* sp.[2]); *Lichas (Platymetopus) lineatus* ANG. (Glabellen, Pygidien und Hypostoma); *Remopleurides* sp.[3]); *Proetus* sp. cf. *Proetus (Forbesia) brevifrons* ANG.; *Isotelus* sp.?; *Illaenus Roemeri* VOLB.; *Illaenus* nov. sp. (vielleicht zu *Dysplanus* gehörig)[4]); *Primitia brachynotus* FR. SCHM.; *Orthoceras* sp., verwandt mit *Orthoceras clathrato-annulatum* F. RŒM. und *Orthoceras fenestratum* EICHW. (= *funiforme* ANG.); *Bellerophon* sp.; *Pleurotomaria* sp.; *Ambonychia* sp.; *Platystrophia (Orthis) lynx* EICHW.; *Spirifer (Orthis) insularis* EICHW.; *Orthis concinna* LINDSTR.; *Orthis conferta* LINDSTR.; *Orthis Actoniae* SOW.; *Orthis (Strophomena) expansa* SOW.; kleine *Orthis*-Formen, die noch einer näheren Untersuchung bedürfen; *Strophomena tenuistriata* SOW. und eine grössere Art derselben Gattung; *Leptaena quiquecostata* M'COY; *Leptaena Schmidtii* TÖRNQV.; *Leptaena* aff. *sericea* SOW; *Leptaena* aff. *transversalis* DALM.; *Leptaena* sp. indeterm. (kleine, sehr stark gewölbte Form); *Atrypa imbricata* SOW. var.; *Atrypa* cf. *altrijugata* LINDSTR.; *Atrypa* nov. sp.[5]), kleine Brachiopoden-

---

[1]) Diese Art, verschieden von der in der ersten Mittheilung über den Fenestellenkalk (l. c. pag. 646) angeführten *Odontopleura*, ist durch mehrere hübsche Kopfschilder vertreten, welche eine gewisse äussere Aehnlichkeit mit *O. Brigthii* MURCH. zeigen. Die Seitenloben erscheinen ganz von der Glabella abgesondert, es sind deren aber nicht zwei, wie sonst bei der fraglichen Gattung, sondern deutlich drei vorhanden. Der Nackenring läuft in einen einzelnen starken Stachel aus.

[2]) Die typische Gattung *Lichas* ist in den Geschieben von Fenestellenkalk, soweit der Vortragende es bis jetzt beobachtet hat, durch zwei, bisher nur in Pygidien vorgekommene Arten repräsentirt, von denen die eine (aus den Oderberger Geschieben) mit *Lichas cicatricosa* ANG. identisch zu sein scheint. Die andere könnte vielleicht zu *Lichas Dalecarlica* ANG. gehören; doch lässt sich nach dem sehr fragmentarischen Pygidium dieser Species, welches ANGELIN abgebildet hat, Bestimmtes hierüber nicht sagen.

[3]) TÖRNQVIST (Om lagerföljden i Dalarnes undersiluriska bildningar, Lund 1879, pag. 18, und Öfvers. af Kongl. Vetensk.-Akad. Förhandl., 1871. No. 1. pag. 89) hat *Remopleurides sex-lineatus* ANG. als häufig vorkommend im schwedischen Leptaenakalk angeführt, zugleich aber an der zweiten der citirten Stellen Zweifel über die Richtigkeit dieser Bestimmung geäussert. Es ist dies eine Art, die nach LINNARSSON im Chasmopskalk Westgothlands, also einem namhaft tieferen Niveau, vorkommt.

[4]) Von TÖRNQVIST (Öfvers. etc. 1874. No. 4. pag. 27) ist als ein häufiges Fossil des Leptaenakalk ein *Illaenus* mit 9 Thoraxgliedern angegeben worden, der hiernach zu *Dysplanus* BURMEISTER zu rechnen wäre.

[5]) Wenn man kleine Exemplare dieser Art nur gegen die mit einem tiefen Sinus versehene Ventralklappe betrachtet, so könnte man versucht sein, sie im ersten Augenblick für die bekannte obersilurische *Orthis biloba* L. zu halten, welche TÖRNQVIST aus dem Leptaenakalk angeführt hat.

formen, welche sich an *Rhynchonella? bicarinata* Ang., eine in systematischer Hinsicht noch zweifelhafte obersilurische Species von der Insel Gotland, anzuschliessen scheinen; *Discina* cf. *gibba* Lindstr.; *Discopora rhombifera* Fr. Schm.; *Ptilodictya* cf. *acuta* Hall; *Fenestella* sp. und dünne stabförmige Bryozoen; *Dianulites* cf. *Haydenii* Dybowski; *Heliolites intricatus* Lindstr. var. *lamellosus; Ptychophyllum craigense* (M' Coy) Lindstr.; endlich unbestimmbare Stielglieder von Crinoiden.

Aus der vorstehenden Aufzählung, durch welche die Zahl der zuvor nachgewiesenen Petrefacten des Fenestellenkalks eine beträchtliche Vermehrung erfährt, ergiebt sich von Neuem die schlagende Uebereinstimmung mit dem in der Gegend des Siljan-See's in Dalekarlien anstehenden Leptaenakalk, sowie nicht minder eine völlige faunistische Analogie mit der Borkholmer Zone in Ehstland. Die mitgetheilten Fossilien vertheilen sich übrigens nicht gleichmässig auf die Geschiebe No. 1 und 2. So z. B. wurden *Platymetopus lineatus* Ang., die zu *Sphaerexochus*, *Pseudosphaerexochus* und *Odontopleura* gehörigen Reste, ferner u. a. *Leptaena Schmidtii* Törnqv. nur in dem Gerölle No. 1 betrachtet, welches zugleich durch eine auffällig grosse Individuenzahl von *Atrypa imbricata* Sow. bemerkenswerth ist; bloss in No. 2 fanden sich dagegen *Sphaerocoryphe* cf. *granulata* Ang. und *Encrinurus* cf. *multisegmentatus* Portl., letzterer Trilobit in sehr zahlreichen Exemplaren. Es kann wohl keinem Zweifel unterliegen, dass die beiden Heegermühler Gerölle verschiedenen Schichten des dalekarlischen Leptaenakalks entstammen; und wenn ihre palaeontologischen Unterschiede immerhin ohne Belang sind, so harmonirt dies wiederum mit der Angabe der schwedischen Geologen, dass die Fauna in den einzelnen Theilen jener Ablagerung trotz der mindestens 150 m betragenden Mächtigkeit einen sehr gleichartigen Charakter bewahrt. In keiner Weise kann ferner die abweichende petrographische Beschaffenheit des Geschiebes No. 2 Anstoss erregen, da der Schichtencomplex des Leptaenakalks neben den roth und weiss gefleckten Kalken auch solche von weisser oder hellgrauer Farbe enthält.

Ausser den Funden in der Eberswalder Gegend (Oderberg, Liepe, Eberswalde, Heegermühle) sind dem Redner bis heute von folgenden Oertlichkeiten Geschiebe des Fenestellenkalks zu Gesicht gekommen:

1. Von Berlin ein Stück der typischen Gesteinsabänderung mit *Cheirurus* aff. *glaber* Ang., einer grossen *Orthis* mit zahlreichen starken, dichotomirenden Rippen, sowie mit Crinoidenresten; dieses von Kunth gesammelte Geschiebe befindet sich im Berliner paläontologischen Museum.

2. Von Neubrandenburg und Neustrelitz gleichfalls typische

Stücke mit Leptaenen und *Orthis*-Arten, *Platystrophia lynx*, *Ptilodictya* cf. *acuta*, Crinoidengliedern und *Halysites catenularia* L.

3. Von Rostock, von dunklerer rother Färbung als gewöhnlich, hauptsächlich *Orthis*-Formen enthaltend.

4. Von Plön in Holstein, wo die fragliche Geschiebe-Art häufiger sich gefunden hat. Mehrere der dort gesammelten Stücke sind dem Vortragenden im vorigen Jahre von Herrn Gottsche übersandt worden. Dieselben stimmen z. Th. in der Gesteinsbeschaffenheit mit dem gewöhnlichen Fenestellenkalk, wie er bei Oderberg und anderen Orten vorgekommen ist, ganz überein, einige enthalten neben den rothen und weissen Bestandtheilen noch graugrüne Partieen. In diesen Geröllen zeigten sich besonders *Heliolites intricatus* Lindstr. var. *lamellosus* und ähnliche Anthozoen-Formen, *Orthis* cf. *Actoniae* Sow. nebst anderen *Orthis*-Arten, sowie Crinoidenglieder; ferner *Strophomena corrugatella* Davidson, eine leicht erkennbare Art des schwedischen Leptaenakalks, die dem Redner in anderwärts gefundenen Geschieben von Fenestellenkalk noch nicht begegnet ist. Die Häufigkeit von Korallenresten in den Plöner Stücken macht es wahrscheinlich, dass dieselben auf den oberen Theil des Leptaenakalks zurückzuführen sind.

Aus den Gegenden östlich der Oder sind Geschiebe von Fenestellenkalk noch nicht bekannt geworden. [1])

Herr Websky sprach über einige Geschenke, welche das mineralogische Museum von dem Bergverwalter Castelli zu Salesl bei Aussig erhalten hatte und die namentlich in vorzüglichen Exemplaren der daselbst abgebauten Braunkohle und Belegstücken für die interessanten Contact-Erscheinungen mit den die Braunkohlenflötze durchbrechenden Basalte bestehen. Bemerkenswerth ist auch ein vorzügliches Exemplar des in dem letzteren vorkommenden Phakoliths, sowie ein aus Braunkohle bestehender Baumstamm, der von einem Braunkohlenflötz sich abzweigend, im Hangenden desselben gefunden worden ist.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

| v. | w. | o. |
|---|---|---|
| Websky. | Dames. | Arzruni. |

---

[1]) Die von den Herren Berendt und Dames 1880 veröffentlichte „Geognostische Beschreibung der Gegend von Berlin“ enthält eine Notiz des Redners über den Fenestellenkalk, an deren Schluss gesagt ist, dass letzterer auch in Ostpreussen vorgekommen sei. Es beruhte diese Angabe auf einer Mittheilung Fr. Schmidt's, dass er derartige Geschiebe in den Sammlungen zu Königsberg i. Pr. gesehen habe; indess waren damit Findlinge der Borkholmer Schicht Ehstlands gemeint.

## 2. Protokoll der August-Sitzung.

Verhandelt Berlin, den 2. August 1882.

Vorsitzender: Herr WEBSKY.

Das Protokoll der Juli-Sitzung wurde vorgelesen und genehmigt.

Der Gesellschaft sind als Mitglieder beigetreten:

Herr Dr. A. PLAGEMANN aus Chile, z. Z. in Marburg, vorgeschlagen durch die Herren VOM RATH, OCHSENIUS und ARZRUNI;

Herr Consul z. D. WALTER ANNECKE in Berlin, vorgeschlagen durch die Herren REISS, JAGOR und DAMES;

Herr Dr. ARTHUR BECKER in Leipzig,

Herr Dr. PAUL SCHIEBLITZ, Assistent am mineralog. Museum in Leipzig,

beide vorgeschlagen durch die Herren ZIRKEL, DAMES und ARZRUNI.

Der Vorsitzende legte die für die Bibliothek der Gesellschaft eingegangenen Bücher und Karten vor.

Herr HALFAR trug vor über die Petrefacten des Unterdevon des Altvatergebirges, unter denen er zwei neue Formen erkannt hatte.

Herr HAUCHECORNE machte eine Mittheilung über die Gründung der königl. geolog. Landesanstalt in Belgien.

Derselbe legte die beiden ersten fertiggestellten Blätter (Grossbritannien) der topographischen Grundlage zur europäischen geologischen Karte vor.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

WEBSKY. DAMES. ARZRUNI.

## 3. Dreissigste Versammlung der Deutschen geologischen Gesellschaft zu Meiningen.

**Protokoll der Sitzung vom 21. August 1882.**

Auf Vorschlag der Herrn Beyrich wählten die anwesenden Mitglieder der Gesellschaft, welche sich gemäss der erfolgten Einladung zur Abhaltung der dreissigsten allgemeinen Versammlung in Meiningen, statt in Eisenach, eingefunden hatten, Herrn von Dechen zum Vorsitzenden, der die Wahl annahm.

Herr Geh. Staatsrath Dr. Heim begrüsste darauf die Gesellschaft im Namen Sr. Hoheit des Herzogs Bernhard von Meiningen und ebenso Herr Oberbürgermeister Schaller im Namen der Stadt Meiningen.

Zu Schriftführern wurden gewählt die Herren Laufer aus Berlin und Pröscholdt aus Meiningen.

Zu Revisoren der Rechnungsablage für 1881 wurden die Herren E. E. Schmid aus Jena und Struckmann aus Hannover bestimmt.

Zunächst folgte eine Berathung über die zu unternehmenden Excursionen, wobei beschlossen wurde:

am 21. August Nachmittags die Trias und das Diluvium in der Umgegend von Meiningen,
am 22. August den Dolmar,
am 23. August Liebenstein zu besuchen, und
am 24. August von Eisenach aus einen Ausflug nach Thal und Heiligenstein zu veranstalten.

Der Gesellschaft sind als Mitglieder beigetreten:

Herr Windmöller, Bergreferendar aus Lengerich,
vorgeschlagen durch die Herren Bölsche, von Groddeck und Berendt;

Herr Zimmermann, Assistent am mineralog. Museum der Universität Jena,
vorgeschlagen durch die Herren E. E. Schmid, von Fritsch und Hauchecorne.

Herr von Dechen übergab alsdann der Gesellschaft zwei Realschulprogramme des verstobenen Hofrath Dr. Emmrich, in welchem die geologischen Verhältnisse bei Meiningen beschrieben sind; desgleichen wurde eine Abhandlung des Herrn A. Frantzen über denselben Gegenstand vertheilt.

Herr Senft überreichte der Gesellschaft eine von ihm verfasste Abhandlung: „Gaea, Flora und Fauna der Umgegend von Eisenach" als Geschenk.

Herr von Groddeck sprach, unter Vorlegung einer grösseren Anzahl von Belegstücken, über Sericitgesteine (weisses Gebirge) von Holzappel — cf. N. Jahrb. für Min. etc. 1882, 2ter Beilageband — und über einen Kersantitgang im Oberharz, über welchen er demnächst in einem selbstständigen Aufsatz berichten wird.

Herr K. A. Lossen behielt sich vor im gegebenen Falle auf den zweiten Theil des v. Groddeck'schen Vortrages zurückzukommen, sobald derselbe im Wortlaut vorliege und die Untersuchungen über die Ganggesteine zum Abschluss gediehen seien. Für den Harz-Geologen sei das Interesse daran ein vielfaches: die Streichrichtung und der treppenförmig abgestufte Verlauf des Gangspaltenzuges stimme so wesentlich überein mit Streichen und Verlauf der mittelharzer postgranitischen Eruptivgänge, dass seine Zugehörigkeit zu dieser geologischen Eruptivformation nicht wohl zweifelhaft sein könne. Zum erstenmal sei hier der directe Beweis erbracht, dass die Gänge dieser Formation jünger als die Culmgrauwacke, die jüngsten Kerngebirgsschichten des Harzes, seien; um so werthvoller werde eine genaue Darlegung des Verhaltens des in Rede stehenden Ganges zu den Oberharzer Erzgängen sein. Die Kersantone der Bretagne seien nach einer brieflichen Mittheilung von Barrois sehr wahrscheinlich jünger als die Culmformation, sicher sei dies für die Lamprophyre Gümbel's, beide, wie das Oberharzer Vorkommen, in echten Gängen die Schichten durchquerend. Dagegen zeige das Kersantit-artige Gestein aus dem Klostergrunde bei Michaelstein im Unterharze gleich dem Kersantit von Langenschwalbach allem Anschein nach lagerartiges Verhalten, analog den Diabasen, und müsse danach als unterdevonisch angesprochen werden. Eine definitive Benennung beider Vorkommen, des Oberharzer Gang- und des Unterharzer Lagergesteins werde sich am besten geben lassen, sobald die ganze Reihe der postgranitischen Gang- und der praegranitischen Lager-Eruptivmassen untersucht sei.

Herr Hamm machte Mittheilungen über Beobachtungen im Diluvium vom Osnabrück. (Cfr. diesen Band pag. 629.)

Herr Berendt trug folgendes vor: Es freut mich, so verhältnissmässig schnell sich die Zahl der Punkte mehren zu sehen, an denen deutliche Schrammung auf einheimischem, anstehenden Gestein nachdrücklicher als alles andere für eine allgemeine Eis-

bedeckung Norddeutschlands spricht. Auch ich, meine Herren, bin in der glücklichen Lage, Ihnen heute einen neuen derartigen Punkt namhaft machen zu können. Ich sage in der glücklichen Lage, denn bei der leichten Verwischbarkeit aller Aufschlüsse in den mehr oder weniger losen Gesteinen jüngerer Bildungen ist es ein wirklicher Zufall, wenn man noch unter diesen jüngeren Bildungen lagernde und zu technischen Zwecken stets nur auf kurze Strecken und vorübergehend aufgedeckte ältere Gesteine vor ihrer Gewinnung überhaupt, geschweige denn derartig freiliegend findet, dass man die Erhaltung ihrer ursprünglichen Oberfläche beobachten kann.

Selbst die bei dem grossartigen Betriebe am besten und ausgedehntesten, dem Abbau voraus abgedeckten Schichten des Rüdersdorfer Muschelkalks zeigen die bei frischer Abdeckung so ausgeprägte Diluvialschrammung sehr bald durch Verwitterung und sonstige Zerstörung beim Arbeitsverkehr, durch Ueberrutschung und Ueberschlemmung so dürftig und unzusammenhängend, dass der Eindruck ein durchaus verschiedener ist, je nachdem man in dieser oder jener Jahreszeit, bei diesem oder jenem Stande des Betriebes an Ort und Stelle ist, wie ich im Laufe der letzten Jahre häufig zu beobachten Gelegenheit hatte.

Auch die glücklicherweise durch die beiden von Herrn Wahnschaffe im Bibliothekssaal der geologischen Landesanstalt zu Berlin aufgestellten riesigen Platten für alle Zeit erhaltene Doppelschrammung des Bonebed-Sandstein von Velpke ist an Ort und Stelle aus demselben Grunde nur selten zu beobachten. Eine frische auch nur kleine Abdeckung würde aber bei der Mächtigkeit der Diluvialdecke nur mit namhaften Zeit- und Geldopfern zu bewirken sein.

Eine solche vor Kurzem im Laufe des Betriebes auf kleine Erstreckung von der Diluvialbedeckung freigelegte Oberfläche älteren Gebirges und zwar des oligocänen Septarienthones fand ich vor wenigen Tagen auf einem Ausfluge nach Joachimsthal und dem Werbellin-See. Schon vor 2 Jahren, bei unserer Haupt-Versammlung 1880 in Berlin, legte Herr Laufer wunderbar schön geschliffene und geschrammte Septarien des Septarienthones von Hermsdorf bei Berlin vor. Hermsdorf und Joachimsthal liegen etwa 5 bis 6 Meilen von einander entfernt. Was bei Hermsdorf gefunden, liess sich in der seit etwa einem halben Jahrhundert in Betrieb stehenden, schon von Klöden gekannten und genannten grossen Ziegeleigrube im Septarienthon östlich des Werbellin-See's wohl ähnlich erwarten, aber ich suchte lange vergebens an den in grosser Menge beim Betriebe der Grube auf der Sohle derselben angesammelten Septarien nach ähnlichen Schrammen in der Voraussetzung, dass

eine oder die andere auch aus der Oberfläche des Thones stammen möchte.

In der nordöstlichen Ecke der Grube lagert nun der Untere Diluvialsand in einer Mächtigkeit von mehreren Metern dem Septarienthone auf, und dieser war in einer Breite von 2—3 m vor Kurzem freigelegt. Die Oberfläche des Septarienthones ist hier schwach nach N. bezw. NW. geneigt und schwach gewölbt. In dieser Oberfläche, vollständig in dieselbe eingeebnet, fiel mir sogleich eine Septarie auf, die einzige auf der ganzen Fläche sichtbare, und ich gestehe, dass ich mich mit gewisser Erwartung der Stelle näherte. Denn wenn überhaupt, so musste diese Septarie Schrammung oder doch Schleifung erlitten haben, und in der That — sie war nicht nur abgeschliffen und in die Thonoberfläche eingeebnet, sondern deutlich in etwa NNO.-Richtung geschrammt.

Immer grösser wird auf diese Weise die Zahl an ihrer Oberfläche geschliffener und geschrammter Kuppen älteren Gesteins in Norddeutschland, und ich hoffe zuversichtlich — umsomehr als die Punkte älteren Gesteins hier doch nicht zu zahlreich sind — dass die Zahl der letzteren sich in kurzer Zeit mit der der ersteren geradezu decken wird, und so die Beweise für eine zusammenhängende Eisbedeckung Norddeutschlands immer zwingendere Gestalt annehmen werden.

Herr K. A. Lossen sprach über die Abhängigkeit der Ausfüllungsmassen der Unterharzer Erz-, Fluss- und Quarzgangspalten von der Lage dieser Spalten zu dem Granitstocke des Rammbergs und seiner Contactzone. — Unter Bezugnahme auf seine mehrfach, zuletzt im Jahrbuche der königl. geolog. Landesanstalt (1881. pag. 1 ff.) dargelegte Theorie von der Falten- und Spaltenbildung im Kerngebirge des Harzes, erinnert er zunächst an die (a. a. O. pag. 47 ff.) von ihm aufgestellte Eintheilung der vorzüglichsten Harzer Erz- und Mineralgänge in vier Gruppen. Je nachdem diese Gangspalten mit relativ hohem Abstande über der liegenden oder Steilseite der Granitstöcke oder mit relativ niedrigem Abstande über der hangenden oder Flachseite derselben aufsetzen, werden zunächst zwei Gruppen unterschieden, die letztere Gruppe aber wieder je nach der näheren oder weiteren Entfernung der Spalten von der Aussengrenze der Granitcontactzone in zwei getrennt, während als vierte Gruppe diejenigen Gänge besonders aufgeführt werden, die im Granit selbst, in dessen Contactzone oder in deren durch Regionalmetamorphosen ausgezeichneten Vorhof aufsetzen. Das eigentliche Oberharzer Gangspaltensystem auf der liegenden Seite des Brockenmassivs gehört in die erste Gruppe und

zeichnet sich vor den drei anderen Gruppen durch die namhafte Betheiligung des Schwerspaths an der Gangfüllmasse, sowie durch das Fehlen von Flussspath, Magnetkies, Arsen-, Nickel- und Kobaltverbindungen und das spärliche Auftreten der Antimonverbindungen aus. Die zweite Gruppe bilden die Gänge im Hangenden des Brockenmassivs von Hasserode über Braunlage nach St. Andreasberg, die unmittelbar an der Aussengrenze der Contactzone und schon in dieselbe einschneidend aufsetzen, ausgezeichnet durch Kobalt- (und Nickel-) verbindungen, Wismuth (Hasserode) und überdies, besonders in dem zwischen den Ruscheln eingesunkenen Gebirgskeil zu Andreasberg, durch Antimon- und Arsenmineralien, Magnetkies, die edlen Geschicke, Axinit, Pistazit, Granat, Datolith, Zeolithe und etwas Flussspath. Die dritte Gruppe umfasst das Unterharzer Haupt-Gangrevier in Anhalt und im Stolberg'schen, das im Hangenden des Rammbergmassivs bei grösserer Entfernung von der Aussengrenze der Contactzone unter Bewahrung seiner insbesonders durch das Herrschen des Flussspaths ausgezeichneten Eigenart eine Mittelstellung einnimmt in seiner Füllung zwischen den Oberharzer Gängen und denen bei St. Andreasberg. Die vierte Gruppe der im Granit oder im Innern seiner Contactzonen und bis in deren Vorhöfe aufsetzenden Spalten ist eine erzarme kiesführende Quarz- oder Flussspathformation, in der auch der Kalkspath nicht ganz fehlt.

Anknüpfend an diese letzte Gruppe zeigte der Vortragende, dass Quarz, Schwefel- und Magnetkies und Flussspath Mineralien seien, welche in kleineren Ausscheidungen auch in den durch die Contactmetamorphose umgewandelten Harzgesteinen vorkommen, die drei erstgenannten Mineralien überall, der Flussspath z. B. bis zu 15 Procent in einem übrigens in Kalksilicate umgewandelten Kalkstein an den Bocksbergen bei Friedrichsbrunn, sowie in ganz grobkrystallinischen Ausscheidungen in Kalksilicat-haltigen Schieferhornfelsen des Suderoder Thals. Er wies ferner darauf hin, dass diese Mineralien nach den sorgfältigen Untersuchungen der Anhaltinischen Bergbeamten (Kegel, Schönichen) die paragenetisch ältesten seien auf dem Pfaffen- und Meiseberge, die unter den um den Rammberg[1]) gruppirten Gangmitteln am weitesten entfernt vom Granit liegen, also den höchsten Abstand über dessen Flachseite besitzen. Die Stellung der Blende daselbst ist strittig, sie dürfte aber eher jünger, als älter, denn der Flussspath sein. Spatheisenstein, z. Th. in besonderen Gangmitteln reiner ausgeschieden, ist jünger als alle vorgenannten Mineralien, noch jünger Bleiglanz, Bournonit, Fahl-

[1]) Die um den benachbarten Auerberg gruppirten nahe verwandten Gänge wurden von der Betrachtung ausgeschlossen.

erz und seine Genossen, Kupferkies und der den Neudorf-Strassberger Gangzug ganz besonders auszeichnende Wolfram (mit Tungstein), der deutlich auf den Zusammenhang von Graniteruption und Gangausfüllung hinweist; am relativ jüngsten ist die Kalk- und Braunspathformation; im Uebrigen haben mehrfache Wiederholungen der paragenetischen Altersformationen, andererseits Pseudomorphosenbildung und Wegführung ganzer Generationen, besonders des älteren Flussspaths und des nur in ganz verschwindend geringen Mengen bekannten Schwerspaths, statt.

Während nun der in voller Erstreckung ungefähr zwei Meilen lange und z. Th. sehr mächtige (örtlich 60 m flache Mächtigkeit!) Neudorf-Strassberger Gangzug, der südlichste von zahlreichen durchschnittlich Stunde 8 streichenden Parallelgängen und zugleich der einzige darunter, welcher gegen N. (und zwar in windschiefer Fläche in der Mitte flacher, als zu beiden Seiten) fällt, durchweg in den zahlreichen von tauben Mitteln getrennten, innerhalb der Gangzone diagonal gegen W. einschiebenden Erzmitteln eine im Allgemeinen gleichartige Füllung zeigt, enthält er östlich von Strassberg, gegenüber der Maximalausdehnung des Granitcontacthofs auf der Flachseite des Granitstockes eine abweichende, durch das fast gänzliche Zurücktreten der Blei- und Fahlerze und durch das Hervortreten von Quarz, Flussspath und Kies besonders charakterisirte Füllung. Noch auffallender ist diese räumliche Beziehung in der nächsten Parallelspalte, wo man auf dem linken Selkeufer genau gegenüber jener Maximalausdehnung den mächtigen, Flussspath mit etwas Kalkspath und Kies, Bleierz aber nur in Spuren oder doch in geringen nicht abgebauten Mengen führenden Suderholzer Gang antrifft, in dessen Streichen gegen Ost auf dem rechten Selkeufer zuerst ein früher vom Kiesschachte aus zur Vitrioldarstellung gewonnenes, in Quarz einbrechendes Kiesmittel und alsdann erst die dem Meiseberge und Pfaffenberge verwandten, silberhaltigen Bleiglanz führenden Gangmittel des Fürst Victor-Friedrich und der Bibende aufsetzen. Auch weiter nördlich bauten die näher gegen den Granitcontacthof heransetzenden Gänge des Reichen David und des gegenüber liegenden Schwefelberger Stollns bei dem Alexisbad Kiesmassen ab, die von dem ersteren Gange als silberhaltige Arsenkiese und Schwefelkiese bezeichnet werden; gegen Westen folgen dann wieder die Flussspathgänge des Rautenkranzes und Brachmannsberges und weiterhin im Contacthof Quarzgänge, gegen Osten dagegen bleiische Gänge, die Albertine auf dem Feld- und Quellenzug und der vorzugsweise durch blendige und Quarzfüllung ausgezeichnete Gang der Hoffnung Gottes auf dem verlängerten Drusen- oder Dreifaltigkeitszuge.

Legt man durch die von dem Granit entferntesten Kiesmassen der verschiedenen parallelen Gangzüge vom Reichen David durch den Kiesschacht des Fürst Victor-Friedrichzugs und durch das Kiesmittel westlich der Glasebach bei Strassberg eine Kurve, so ist dieselbe der Kurve der durch die Knotenschieferbildung scharf nach Aussen abgegrenzten Granitcontactzone wesentlich congruent. Damit stimmt dann sehr wohl überein, dass auf der Südost- und Ostseite des Rammberggranits mit der Verschmälerung der der Steilseite des Granitstocks immer mehr genäherten Contactzone die Bleiglanz-führenden Gänge, soweit bekannt, von dem Schalkenburger Zuge bis zu den Gernroder Gängen dem Granite viel näher rücken, als auf der südwestwärts gekehrten Flachseite, wo man bei einer mehr als dreifach so grossen (3500 m messenden) Breite des Contacthofes den Flussspath des Suderholzes in dem gleichen Abstande von der Granitaussengrenze abbaut, in dem jenseits die alten Gernroder Baue auf Bleierz liegen. — Ebenso stimmen noch manche andere feinere Unterschiede in der Füllung der einzelnen nach ihrem Abstand vom Granit untereinander verglichenen Erzmittel mit dieser Generalanschauung überein, die einer Detailbeschreibung vorbehalten bleiben müssen.

Herr M. Neumayr berichtete über einen aus vier Wirbeln und zwei Rippen bestehenden Saurierrest aus den Raibler Schichten von Windisch-Bleiberg in Kärnten, welcher vor Kurzem von Herrn Seeland in Klagenfurt entdeckt worden war. Die Wirbel nähern sich in ihrer Ausbildung denjenigen von *Ichthyosaurus*, geben sich aber durch die sehr breiten, einfachen Rippenansätze, sowie durch die Entwickelung der Gelenkfortsätze als von dieser Gattung verschieden zu erkennen, auch die breiten einköpfigen Rippen weichen von denjenigen von *Ichthyosaurus* wesentlich ab.

Derselbe sprach ferner über die in Madagascar vorkommende, recente Raubthiergattung *Eupleres*, welche namentlich in der Entwickelung der Oberkiefermolaren sich an gewisse alttertiäre Formen aus Cope's Gruppe der Creodonten anschliesst.

Herr Hauchecorne legte am Schluss der Sitzung das soeben fertig gewordene Jahrbuch der kgl. geologischen Landesanstalt und Bergakademie zu Berlin für das Jahr 1881 vor, dem Herr v. Dechen mit der Vorlage von Probe-Abdrücken der neuen Section Wiesbaden (35) der geologischen Karte von Rheinland-Westfalen im Maassstabe 1 : 80000, welche mit der Unterstützung des kgl. Oberbergamts zu Bonn zu Stande gekommen ist, der 2ten Ausgabe der Section Mayen derselben Karte und der 2ten Ausgabe der geol. Uebersichtskarte von

Rheinland - Westfalen im Maassstabe von 1 : 500000, deren Farben-Schema den Beschlüssen des internationalen Geologen-Congresses Bologna 1881 entspricht, folgte.

v. w. o.

von Dechen. Laufer. Pröscholdt.

---

**Protokoll der Sitzung vom 22. August 1882.**

Vorsitzender: Herr von Dechen.

Als Ort der Versammlung im Jahre 1883 wurde von Herrn Eck Stuttgart vorgeschlagen und einstimmig von der Gesellschaft angenommen. Zu Geschäftsführern wurden die Herren Fraas und Eck ernannt.

Herr C. Struckmann gab eine kurze Uebersicht seiner in den Jahren 1881 und 1882 mit Unterstützung der provinzialständischen Verwaltung der Provinz Hannover veranstalteten umfangreichen Ausgrabungen in der Einhornhöhle bei Scharzfeld am südlichen Harzrande, indem derselbe zugleich einen Theil der interessantesten Fundstücke zur Ansicht vorlegte. Die wissenschaftlichen Ergebnisse der im Jahre 1881 vorgenommenen Ausgrabungen sind vor Kurzem im Archiv für Anthropologie Bd. XIV. pag. 191 bis 234 mit Taf. VIII. bis X. bereits veröffentlicht worden; die Resultate der im März, April und Mai 1882 fortgesetzten Arbeiten, welche eine reiche und die bisherigen Funde zum Theil wesentlich ergänzende Ausbeute lieferten, können dagegen erst später ausführlich mitgetheilt werden, nachdem das umfangreiche Material vollständig geordnet und bestimmt sein wird.

Die Einhornhöhle liegt im Dolomite der Zechsteinformation am südlichen Harzrande, etwa 1,5 km nördlich vom Bahnhofe Scharzfeld - Lauterberg, auf der Höhe eines schön bewaldeten, die „Schneie" genannten Bergrückens, etwa 350 m über dem Meeresspiegel und ungefähr 125 m über der jetzigen Thalsohle des Oderflusses. Die Höhle, welche in älteren Schriften unter dem Namen „das Zwergloch" erwähnt wird, ist bereits seit reichlich 200 Jahren bekannt und wahrscheinlich 1663 zum ersten Male von August Scheffer befahren; eine ausführliche und grösstentheils noch jetzt zutreffende Beschreibung derselben hat Leibnitz, welcher die Höhle selbst besuchte, in seiner, erst nach seinem Tode herausgegebenen „Protogaea" geliefert. Im vorigen Jahrhundert wurde die Höhle vielfach

durchwühlt und zwar wegen der zahlreichen darin vorkommenden fossilen Thierknochen, welche damals unter dem Namen „Unicornu fossile“ als Arzneimittel benutzt und weit und breit verhandelt wurden. Dieser Umstand gab allmählich zu dem Namen „Einhornloch oder Einhornhöhle“ Veranlassung, obwohl fossile Reste des *Rhinoceros* bislang nicht darin gefunden sind.

In neuerer Zeit hat Herr Virchow durch seine im Jahre 1872 gemeinschaftlich mit Herrn Hostmann unternommenen Nachforschungen von Neuem die Aufmerksamkeit auf die Einhornhöhle gelenkt; ausser zahlreichen fossilen Bärenknochen in den unteren Schichten wurden in den oberflächlichen Ablagerungen Topfscherben von einer sehr rohen Beschaffenheit und aufgeschlagene Knochen verschiedener Jagd- und Hausthiere aufgefunden, so dass mit Wahrscheinlichkeit auf eine Bewohnung der Höhle in vorhistorischer Zeit geschlossen werden konnte. Menschliche Gebeine wurden indessen nicht entdeckt; auch im Uebrigen war die Ausbeute keine erhebliche.

Die Seitens des Vortragenden veranstalteten Ausgrabungen geschahen mit Hülfe von 6 bis 8 Bergleuten und haben, abgesehen von den Reisetagen und verschiedenen Unterbrechungen, bislang einen Zeitaufwand von 24 Arbeitstagen erfordert; es wurde dabei mit der grössten Vorsicht verfahren und insbesondere das Augenmerk darauf gerichtet, solche Stellen in der Höhle aufzufinden, welche in älterer Zeit noch keine Umwühlung des Bodens erfahren haben. Die Fundgegenstände sind mit Ausnahme einiger Doubletten dem Provinzial-Museum in Hannover übergeben.

Die Länge der Einhornhöhle, welche dem Streichen der Gebirgsschichten folgend im Allgemeinen die Richtung von NW. nach SO. einhält, beträgt nach der ausgeführten Vermessung 251 m; sie besteht in ihrem Verlaufe theils aus weiten, hohen Gewölben und Hallen, theils aus engen und niedrigen Gängen, hat im Ganzen jedoch nur wenige Seitenverzweigungen aufzuweisen; am äussersten östlichen Ende verläuft sie in einigen engen Spalten. Der ursprüngliche Eingang ist wahrscheinlich verschüttet; jetzt steigt man auf 44 steinernen Stufen fast senkrecht durch eine offene, in Folge eines theilweisen Deckeneinsturzes entstandene Spalte in das Innere und zwar zunächst in eine weite Vorhalle hinab. Die Wände der Höhle sind an den meisten Stellen glatt, an vielen Orten sind trichterförmige Vertiefungen wahrnehmbar; überhaupt sind die auswaschenden Wirkungen des Wassers an den Wänden unverkennbar. Die Stalaktiten-Bildungen an der oberen Decke sind nicht erheblich; dagegen haben sich auf dem Boden an vielen Stellen fussdicke horizontale Tropfsteinplatten gebildet,

welche nicht selten in verschiedenen Lagen übereinander den Höhlenlehm bedecken und umschliessen. Die Mächtigkeit der den Boden bedeckenden, an fossilen Knochen mehr oder weniger reichen Lehmschicht ist eine sehr verschiedene und wechselt nach den bisherigen Untersuchungen von 0,5 bis 5 m; entweder ruht dieselbe direct auf den älteren Gebirgsschichten, d. h. den dolomitischen Kalksteinen bezw. den Thonletten der Zechsteinformation oder aber, namentlich am Ende der Höhle, auf einer dem Flusskiese ähnlichen, 0,5 bis 0,75 m mächtigen Geröllschicht. Ueber dem eigentlichen, an Resten des Höhlenbären sehr reichen Höhlenlehm sind in den vorderen Abtheilungen noch jüngere Schichten abgelagert, welche zahlreiche Spuren der Anwesenheit des Menschen umschliessen und als Kulturschichten bezeichnet werden können.

Die Höhle ist zwar bis in ihre entferntesten Verzweigungen untersucht worden; die wichtigsten und interessantesten Funde lieferten jedoch die in der Nähe des Eingangs belegene „Grosse Vorhalle“ und ihre seitlichen, bisher vielfach unzugänglich gewesenen Ausweitungen. Die Ergebnisse der bisherigen Untersuchungen können an dieser Stelle nur in gedrängter Kürze geschildert werden. An solchen Stellen, die offenbar in den letzten Jahrhunderten unberührt gelegen haben, war die Oberfläche entweder von einem groben Steinschutt oder von einer dünnen, schwärzlich gefärbten Sinterdecke bedeckt. Darunter folgte in einer Mächtigkeit von 1 bis 1,3 m eine dunkle, grösstentheils völlig schwarz gefärbte, vielfach mit Asche und Holzkohle vermengte Moderschicht, welche zahlreiche Knochenreste und neben vielen rohen Topfscherben eine nicht unerhebliche Ausbeute von menschlichen Geräthschaften und Schmuckgegenständen lieferte. Der Inhalt dieser Ablagerung, welche als obere Kulturschicht bezeichnet wird, machte völlig den Eindruck von aufgehäuften Küchenabfällen prähistorischer Bewohner der Höhle. Die Knochen haben ein ziemlich frisches Aussehen, sind jedoch häufig von Kalksinter überzogen, fast ohne Ausnahme künstlich aufgeschlagen und zerspalten, vielfach angebrannt; viele zeigen Schlagmarken und grobe Messerspuren, daneben nicht selten Spuren künstlicher Bearbeitung. Die meisten Knochen haben sich als thierische Reste erwiesen; jedoch waren auch zahlreiche menschliche Gebeine darunter gemengt, die sowohl Kindern, als alten Leuten, Weibern und Männern angehört haben. Besonders interessant darunter ist ein in diesem Frühjahr gefundenes grösseres Schädelfragment, welches eine ungewöhnlich niedrige Stirn, auch eine bei Lebzeiten verursachte schwere Knochenverletzung erkennen lässt und später von sachverständiger Seite beschrieben werden wird.

Die im Jahre 1881 aufgefundenen thierischen Reste sind bereits einer sorgfältigen Untersuchung unterzogen, und hat sich daraus das ungefähre Verhältniss der grösseren Jagd- und Hausthiere feststellen lassen. Darnach entfallen in runden Zahlen auf:

| | | | |
|---|---|---|---|
| 1. | Haus- und Wildschwein . . . | 25 | pCt. |
| 2. | Schaf . . . . . . . . . . . | 17 | „ |
| 3. | Edelhirsch . . . . . . . . . | 16 | „ |
| 4. | *Bos taurus* (mittelgrosse Race) . | 7,5 | „ |
| 5. | *Bos brachyceros* (sehr kleine Race) | 5 | „ |
| 6. | *Bos primigenius* . . . . . . | 2,5 | „ |
| 7. | Ziege . . . . . . . . . . . | 12 | „ |
| 8. | Reh . . . . . . . . . . . | 5 | „ |
| 9. | *Ursus arctos* . . . . . . . . | 1 | „ |
| 10. | Haushund *(Canis familiaris matris optimae)* . . . . . . . . | 3 | „ |
| 11. | Pferd (ziemlich kleiner Race) . | 1 | „ |
| 12. | Elch . . . . . . . . . . . | 0,66 | „ |
| 13. | Wildkatze . . . . . . . . . | 0,5 | „ |
| 14. | Dachs . . . . . . . . . . | 0,5 | „ |
| 15. | Fuchs . . . . . . . . . . | 0,34 | „ |
| 16. | *Ursus spelaeus* . . . . . . . . | 3 | „ |

Die Knochen des Höhlenbären haben eine echt fossile Beschaffenheit und sind wahrscheinlich zufällig, vielleicht schon von den alten Höhlenbewohnern, zwischen die jüngeren Knochenreste gemengt. Die vorstehenden Verhältnisszahlen werden durch die Ausbeute des Jahres 1882 voraussichtlich nicht wesentlich modificirt werden; jedoch sind noch einige wenige Knochenreste der Fischotter und vom Wolf hinzugekommen; auch mag der Elch *(Cervus alces)* in einem etwas grösseren Verhältniss vorhanden gewesen sein.

Ausserdem sind ziemlich zahlreiche Reste kleinerer Säugethiere und Vögel vorgekommen, die von Herrn K. Ph. Liebe bestimmt worden sind, darunter 5 Arten noch jetzt am Harz lebender Fledermäuse, ferner der Maulwurf, Wasserratte, Waldwühlmaus, Waldmaus, Eichhörnchen, Haushuhn sehr kleiner Race, Birkhuhn (jetzt nicht mehr in der Gegend vorkommend), Wildente, Rabenkrähe, Saatkrähe, Schwarzdrossel, Misteldrossel, Eichelhäher und Waldkauz. Die in diesem Jahre erbeuteten Reste kleiner Thiere sind noch nicht bestimmt.

Endlich sind auch Reste von *Bufo cinerarius, Rana temporaria,* einige Fischreste (noch nicht bestimmt), einige Schneckengehäuse und einige Schalen der Malermuschel *(Unio pictorum)* vorgekommen.

Die nach vielen Hunderten zählenden grösseren und kleineren Topfscherben, die weit mehr als 100 verschiedenen Gefässen angehört haben, besitzen mit wenigen Ausnahmen eine sehr rohe Beschaffenheit, sind dickwandig, aus freier Hand gearbeitet, entweder ganz ungebrannt oder schwach gebrannt, vielfach mittelst der in den weichen Lehm eingedrückten Fingerspitzen oder Fingernägel verziert. Viele derselben sind von Rauch geschwärzt und lassen die Benutzung über dem Feuer nicht verkennen.

Die Sammlung der Geräthe und Schmuckgegenstände ist durch die Ausgrabungen im Jahre 1882 sehr wesentlich vermehrt worden. Ich erwähne darunter:

1. Gegenstände von Stein:

Verschiedene ungeschliffene Steinhammer, das Fragment eines durchbohrten Steinhammers, grössere und kleinere sehr sorgfältig geschliffene Steinbeile, verschiedene Schleifsteine und Arbeitssteine, ein durchbohrter Netzbeschwerer, sämmtliche Gegenstände aus Grünstein, Porphyr, Quarzit oder Sandstein gefertigt. Dagegen ist nur ein einziger Feuersteinsplitter vorgekommen.

2. Eine eiförmig geschliffene, rohe Bernsteinperle.

3. Gegenstände aus Thon, abgesehen von den Gefässen:

Das Fragment eines Siebes, eine rohe, flache Perle, verschiedene kleinere und grössere Spinnwirtel.

4. Gegenstände aus Knochen und Horn:

Verschiedene grössere und kleinere Pfriemen aus Knochen und Hirschhorn, Knochenmesser, Knochenperlen, Nadeln aus zugespitzten Knochen und Fischgräthen, ein Hammer aus Hirschhorn.

5. Gegenstände aus Metall:

Verschiedene Nadeln, Ringe und Armspangen aus Bronze, eine Fibula, ein Messer und verschiedene Nadeln aus Eisen.

Im Allgemeinen wurden die Gegenstände aus Stein, Knochen, Thon, Bronze und Eisen zusammen in einem und demselben Niveau gefunden; jedoch fand sich bei den diesjährigen Ausgrabungen an der Nordostseite der grossen Vorhalle eine Stelle, an welcher die obere Kulturschicht etwa in der Mitte durch eine dünne Tropfsteinplatte in zwei Hälften getheilt war, deren obere neben zahlreichen aufgeschlagenen Thierknochen und rohen Topfscherben nur einige eiserne, aber keine Geräthe von Stein oder Bronze lieferte.

Wie die zahlreichen menschlichen Gebeine zwischen die Küchenabfälle gelangt sind, ist schwierig zu entscheiden; eine

wichtige Beobachtung wurde indessen bei den Ausgrabungen im Jahre 1882 gemacht, indem in einem bisher unzugänglichen Winkel an der Südsüdostseite der grossen Vorhalle und zwar 1,5 m unter der Oberfläche und 0,5 bis 0,75 m unter der oberen Kulturschicht in dem älteren Höhlenlehme die wohlerhaltenen, wenn auch nicht vollständigen, unverbrannten Reste einer weiblichen Leiche aufgefunden wurden, welche dort offenbar von den Höhlenbewohnern beerdigt worden ist. Insbesondere waren die grösseren Extremitätenknochen gut conservirt; vom Schädel wurden leider keine Spuren mehr wahrgenommen. Dagegen fanden sich zusammen mit den Knochenresten eine sehr sorgfältig gearbeitete Fibula von Bronze, eine dicke eiserne Nadel in der Form eines Haar-Pfeils und einige zierliche Knochennadeln. Nach den in anderen Höhlen gemachten Entdeckungen kann es keineswegs auffallend erscheinen, dass die Einhornhöhle von den Urbewohnern der Gegend nicht allein vorübergehend oder dauernd als Wohnplatz, sondern auch gelegentlich als Beerdigungsstelle benutzt worden ist.

Die obere Kulturschicht ist nach unten hin entweder durch eine 0,20 bis 0,40 m mächtige, sehr harte, horizontale Tropfsteinplatte oder durch eine feinkörnige, hellgelbe Lehmschicht scharf abgeschnitten. Letztere, die sogen. zweite Kulturschicht besass in der südöstlichen Erweiterung der grossen Vorhalle eine Mächtigkeit von ungefähr 1 m; jedoch fand sich dieselbe Ablagerung auch unter der erwähnten Tropfsteinplatte an der Ostseite der Eingangshalle in einer Mächtigkeit von 0,5 bis 0,75 m. Dieselbe ist ebenfalls reich an Knochenresten, denen jedoch ein wesentlich höheres Alter, als denen in der oberen Kulturschicht zugeschrieben werden muss; denn einmal besitzen die meisten derselben eine echt fossile Beschaffenheit, sodann aber treten die Reste des Höhlenbären nunmehr in grosser Häufigkeit auf, während die Reste der gezähmten Hausthiere völlig fehlen. Bislang sind folgende Thierarten nachgewiesen:

1. *Ursus spelaeus*, sehr häufig.
2. *Ursus arctos*, sehr selten.
3. *Canis lupus*, ziemlich selten.
4. *Lutra vulgaris*, ziemlich häufig.
5. *Meles Taxus*, selten.
6. *Felis (Leo) spelaea*, selten.
7. *Sus scrofa ferus*, ziemlich häufig.
8. *Cervus elaphus*, ziemlich häufig.
9. *Cervus capreolus*, selten.

Ausserdem wurden noch die Reste verschiedener kleinerer Thiere aufgefunden, die indessen noch der Bestimmung harren.

Fast sämmtliche Röhrenknochen sind künstlich aufgeschlagen; einige derselben lassen deutliche Schlagmarken erkennen; einzelne sind auch angebrannt. Ausserdem wird die Anwesenheit des Menschen durch eine erhebliche Anzahl sehr roher, dickwandiger, entweder ganz ungebrannter oder schwach gebrannter, unverzierter Topfscherben, auch durch zahlreiche Holzkohlenstückchen nachgewiesen. Ebenso fanden sich einige künstlich zugespitzte Knochen; dagegen sind andere Artefacte bislang nicht vorgekommen.

Unter dieser zweiten Kulturschicht ist in der grossen Vorhalle der Einhornhöhle noch eine dritte Kulturschicht in einer Tiefe von 2—3 m unter der Oberfläche und in einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 1 m nachgewiesen; an den untersuchten Stellen war dieselbe nach unten, stellenweise auch nach oben durch eine horizontale Tropfsteinplatte begrenzt. Es sind darin folgende thierische Reste aufgefunden:

1. *Ursus spelaeus*, in grösster Häufigkeit.
2. *Felis (Leo) spelaea*, selten.
3. *Canis lupus*, ziemlich selten.
4. *Lutra vulgaris*, selten.
5. *Mustela foina*, sehr selten.
6. *Sus scrofa ferus*, sehr selten.
7. *Cervus elaphus*, sehr selten.
8. *Bos (priscus?)*, selten.

Auch in dieser Ablagerung sind die markführenden Knochen fast sämmtlich aufgespalten, beziehungsweise zerklopft; ebenso haben sich nicht ganz selten rohe Topfscherben und Stückchen Holzkohle gefunden. Besonders interessant war aber das Vorkommen von drei Schneidezähnen des Bären (wahrscheinlich Höhlenbären) mit ganz unverkennbar eingeschnittenen oder eingefeilten Rillen; dieselben sind höchst wahrscheinlich von den alten Höhlenbewohnern als Schmuck getragen und vermittelst der Rillen befestigt worden. Sie fanden sich zerstreut in einer Tiefe von 2,5 bis 3 m unter der Oberfläche im echten Höhlenlehm zusammen mit unzweifelhaften Resten des Höhlenbären; es darf daher als sicher angenommen werden, dass der Mensch bereits zur älteren Quartärzeit zusammen mit dem Höhlenbären den Südharz bewohnt hat. Die Fauna der zweiten und der dritten Kulturschicht unterscheiden sich wesentlich dadurch, dass in letzterer der Hirsch und das Wildschwein sehr viel sparsamer auftreten, während der Höhlenbär alle übrigen Thiere überwiegt.

Unter der dritten Kulturschicht musste abermals eine sehr feste, fussdicke Tropfsteinplatte durchbrochen werden; dann folgte ein anfänglich bräunlicher, in der Mitte sehr dunkel

gefärbter und viele Rollsteine enthaltender, unten wiederum hellgefärbter und sehr feinkörnig werdender Höhlenlehm, bis in einer Tiefe von 4,5 bis 5 m unter der Oberfläche endlich der ursprüngliche Boden der Höhle erreicht wurde, Der Lehm war oben und in der Mitte sehr reich an fossilen Knochen, namentlich des Höhlenbären; die Reste desselben fanden sich noch häufig in zusammenhängender Lage, wenn es bei ihrer meist sehr mürben Beschaffenheit auch selten gelang, dieselben unverletzt aus dem engen Schachte an die Oberfläche zu befördern. Sehr bemerkenswerth ist es indessen, dass künstlich aufgeschlagene Knochen in diesen tiefen Schichten vollständig fehlen und dass nicht die geringsten Spuren von der Anwesenheit des Menschen in denselben mehr entdeckt werden konnten. Unter den fossilen Resten sind bislang folgende Thierarten mit Sicherheit erkannt worden:

1. *Ursus spelaeus*, in ausserordentlicher Häufigkeit.

Es wurden an dieser Stelle in dem verhältnissmässig engen Schachte allein 18 Unterkieferäste mit mehr oder weniger vollständigen Zahnreihen, 15 grössere Oberkiefer-Fragmente und 335 einzelne Bärenzähne, darunter 73 Hauer, erbeutet, Reste, welche mindestens 30 Individuen von allen Altersstufen angehört haben müssen.

2. *Ursus arctos*, sehr selten.
3. *Felis (Leo) spelaea*, nicht ganz selten.
4. *Felis antiqua* Cuvier, sehr selten.
5. *Canis lupus*, nicht ganz selten.
6. *Lutra vulgaris*, ziemlich häufig.
7. *Cervus (elaphus?)*, sehr selten.
8. *Bos (priscus?)*, sehr selten.

Auffallend ist es, dass weder in dieser, noch in den jüngeren Ablagerungen irgend welche Reste des Mammuths, des Rhinoceros, der Hyäne und des Renthiers gefunden worden sind.

Aus den bisherigen Untersuchungen der Einhornhöhle ergiebt sich demnach mit grosser Wahrscheinlichkeit, dass dieselbe in sehr früher Zeit, d. h. in der älteren Quartär-Periode, vom Höhlenbären und anderen Raubthieren bewohnt gewesen ist; später wurde dieselbe von dem Menschen in Besitz genommen und zwar zu einer Zeit, als der Höhlenbär noch in grosser Anzahl das Harzgebirge bevölkerte. Die Höhle hat den Urbewohnern des Landes während sehr langer Zeiträume, während welcher die Fauna und wahrscheinlich auch das Klima erhebliche Veränderungen erfuhren, zum vorübergehenden oder dauernden Aufenthalte gedient; während die ältesten menschlichen Spuren noch entschieden auf die Diluvialzeit hinweisen,

lassen die Reste in der obersten Ablagerungen grosse Fortschritte in der menschlichen Kultur erkennen; für das nordwestliche Deutschland werden dieselben allerdings grösstentheils noch der vorhistorischen Zeit angehören; indessen deuten einzelne Artefacte darauf hin, dass die Höhle vielleicht noch in den ersten Jahrhunderten unserer Zeitrechnung bewohnt wurde.

Herr K. von Fritsch legte aus dem Pliocän von Rippersroda am Thüringer Walde zwei Zähne von *Mastodon arvernensis* vor, die in der dortigen Walkerde gefunden waren. Ausführlicheres wird Redner demnächst veröffentlichen.

An den Vortrag des Herrn v. Fritsch über das Vorkommen von Mastodonten bei Rippersroda knüpfte Herr E. E. Schmid Bemerkungen an, die sich jedoch nicht sowohl auf die Mastodonten, sondern vielmehr auf die Walkerde, in welcher die Mastodonten-Reste eingeschlossen sind, beziehen. Als ostthüringische Fundorte vorzüglicher Walkerde, die namentlich in Pössneck und Neustadt a. O. verbraucht wird, kommt ausser Rippersroda auch Dienstedt bei Kranichfeld in Betracht. Beide liefern gleich gutes Material, wenn auch augenblicklich der günstigeren Verfrachtung wegen die Gruben von Rippersroda allein in Betrieb stehen. Die Lagerung ist an beiden Orten insofern dieselbe, als sich die Walkerde an eine Decke von Quarzgeschiebesand innig anschliesst. Ihre mikroskopische und chemische Analyse ergiebt wenig abweichende Resultate. Sie bestehen danach aus Quarzschöllchen, Feldspathkörnchen, Glimmerschüppchen, kaolinischen Umwandlungsproducten von Feldspath und Glimmer in den charakteristischen Formen von traubigen Körnchen und kleinsten Linsen, Krümchen von Ferrit und Humus. Dem entsprechend sind sie zusammengesetzt zumeist aus leicht durch Chlorwasserstoffsäure zersetzbaren, wasserhaltigen Thonerde-Silicaten mit einem geringen Gehalte von Kalkerde, Talkerde, Kali und Natron, aus Eisenoxyd und etwas humoser Substanz. In Wasser schlämmt sich ein ansehnlicher Theil leicht und vollkommen auf, der sich jedoch nach längstens 24 Stunden wieder vollständig abgesetzt hat. Schon darin liegt ein bestimmter Unterschied gegen die oligocänen Thone der Braunkohlengruppe, die ebenfalls in der Nähe von Kranichfeld auftritt; denn diese letzten setzen sich aus dem Wasser, in dem sie einmal aufgeschlämmt sind, nach Wochen, ja nach Monaten nicht wieder vollständig ab. Beide Walkerden stimmen demnach stratigraphisch und lithologisch nahe genug mit einander überein, um sie unbedenklich als gleichartige und gleichzeitige Bildungen anzusehen, wenn auch bei Dienstedt noch keine organischen Ueberreste gefunden worden sind. Fernere Funde von Mastodonten dürften in Thüringen

nur da zu erwarten sein, wo Quarzporphyrgeschiebe abgegraben werden und unter ihnen Thone zum Vorschein kommen, denn unbeschützt durch Geschiebesand werden die Thone der Erosion nicht lange entgehen können.

Auf die Gegenbemerkung des Herrn v. FRITSCH, dass er die Anschauungen des Vortragenden theile bis auf die eine — welche jedoch in der Versammlung nicht zur Sprache gebracht worden war — welche die Verbreitung der Geschiebesande der Entwickelung des thüringischen Flusssystems vorausgehen lässt, erwiederte Redner, dass gerade bei Rippersroda diese Geschiebesande über eine von der zahmen und wilden Gera durchschnittenen, über eine halbe Meile breite Hochfläche ausgestreut sind und keine uferartigen Begrenzungen erkennen lassen. Dem Wasserabfluss verdanken sie allerdings ihre Ausstreuung, aber nicht einem systematisch geregelten, auf Stromrinnen beschränkten. Zu der zuerst ausgesprochenen Meinung, sie seien Wahrzeichen vormaliger Thüringer Wald-Gletscher, im vorliegenden Falle eines Schneekopfsgletschers, ist durchaus kein bestimmender Anlass gegeben.

Herr LORETZ sprach über die ältesten Versteinerungen des Thüringischen Schiefergebirges aus dem Cambrium und untersten Silur und zeigte neuerdings gefundene verzerrte Trilobiten aus dem untersilurischen Griffelschiefer von Spechtsbrunn am Rennsteig vor; es wurden zwei Formen derselben gezeigt, von denen die eine auf den schon bekannten und in den betreffenden Schriften der Herren RICHTER und GÜMBEL beschriebenen *Asaphus* resp. *Ogygia*, der zweiten silurischen Fauna angehörig, hinauskommt, die andere dagegen, durch ein spitz zulaufendes Pygidium ausgezeichnet, für Thüringen neu sein dürfte, indess noch näherer Untersuchung und Bestimmung bedarf.

Herr BEYRICH berichtete über eine Beobachtung, die er bei seiner letzten Anwesenheit in Kissingen in der Nähe des Bades über das Vorkommen von Dolomit im Wellenkalke gemacht hat, wo letzterer an Verwerfungsspalten mit buntem Sandstein zusammenstösst. An einer Stelle sind es die untersten, dünnen, wulstigen Schichten des Wellenkalks, an einer anderen ist es eine der höherliegenden Werksteinbänke, wahrscheinlich Terebratulabank, welche nächst einer Verwerfungsspalte das Ansehen eines krystallinisch-körnigen Dolomits annehmen und in der Zusammensetzung nach einer von Herrn FRANTZEN ausgeführten Analyse einem chemisch reinen Dolomit sehr nahe kommen. Die eine der beiden Verwerfungsspalten ist dieselbe Spalte, in welcher am Kurhause die magnesiahaltigen Kissinger Quellen hervortreten, so dass die Annahme nahe liegt, dass

dieselben Quellen die Veränderung des Muschelkalks in Dolomit veranlassten. Dieser Vorgang muss zu einer Zeit erfolgt sein, in welcher das Saalthal noch nicht so tief wie jetzt eingeschnitten war und die Quellen demnach noch in einem höheren Niveau ihren Abfluss besassen.

Herr WAAGEN referirte über eine demnächst in den Records des Geological Survey of India erscheinende Arbeit über *Richthofenia*, indem er sich zunächst über die Structur dieses höchst eigenthümlichen Fossiles verbreitete und sodann versuchte, die verwandtschaftlichen Verhältnisse desselben zu erläutern. Er hob zunächst die zu den Brachiopoden bestehenden Beziehungen hervor, sodann wies er auf jene Anknüpfungspunkte hin, die zu den rugosen Korallen zu bestehen scheinen, und endlich suchte er zu zeigen, dass auch gewisse Anklänge an die Rudisten vorhanden seien. Das Alter des Fossils dürfte ein permo-carbonisches sein.

Herr PRÖSCHOLDT sprach über die Thalbildung des Bibrabaches auf Section Rentwertshausen südlich von Meiningen. Die Section besteht aus zwei geognostisch und orographisch sehr ungleich gebauten Hälften. Die südliche umfasst einen Theil des sogenannten Grabfeldes, das sich bis an die Harsberge erstreckt, und stellt, aus Lettenkohle, Gypskeuper und Diluvialstraten zusammengesetzt, eine einförmige, wenig coupirte Hochfläche von durchschnittlich 310 m Meereshöhe dar. Reich an Getreide und Vieh, gehört das Gebiet zum grössten Theile dem Stromgebiet des Maines an. Im Norden wird es durch in 6—7 h. streichende, steil nach Süden fallende Muschelkalkschichten wie durch eine gigantische Mauer scharf abgeschlossen, die den Südflügel eines die natürliche Wasserscheide zwischen Main und Weser bildenden Sattels zusammensetzen. In Folge der Sattelbildung und Erosion tritt 2 km nördlich des Ortes Rentwertshausen, das unmittelbar an der Grenze des Grabfeldes und der Muschelkalkrücken liegt, mittlerer Buntsandstein zu Tage. Der ganze Höhenzug, die sogen. Landwehr, der zwischen 360 und 450 m Höhe schwankt, besitzt wenige und recht flache Einsenkungen, nur von dem nördlich von der Section vorbeiziehenden Werrathal durchbricht das tief eingeschnittene Thal des Bibrabachs, in genau südlicher Richtung aufsteigend, quer die ganze Breite des Sattels und mündet bei Rentwertshausen in 300 m Höhe in's Grabfeld aus. Ihm folgt die Bahnlinie Meiningen - Kissingen. Eigenthümliche hydrographische Verhältnisse sind es, die bedingen, dass die Bahn hier die Wasserscheide zwischen Main und Weser erst südlich des genannten Orts im Grabfeld selbst überschreitet, nicht in der Sattellinie, wie man erwarten sollte.

Die Wasserscheide springt von ihr über 8 km weit in südlicher Richtung in das Grabfeld ab und unter einem spitzen Winkel in nordöstlicher Richtung zu ihr wieder hinauf.

Mit dem Ausbiegen der Wasserscheide stehen merkwürdige Verhältnisse im Lauf des Bibrabaches im engsten causalen Zusammenhang. Das Gewässer entspringt in 307 m Höhe in der Nähe des Dorfes Sülzfeld, 4,8 km südlich von Rentwertshausen, und trifft nach 10 km Lauf die Sattellinie bei einem Gefälle von 15 m, d. h. von 1 : 666. Jenseits derselben eilt es in sehr beschleunigtem Gefälle von 1 : 94 der Werra zu.

Das Gebiet, das so der Weser gewonnen wird, lieferte ihr übrigens früher nur einen Theil der von ihm abfliessenden Gewässer, denn wo der Bibrabach bei Rentwertshausen den Sattel durchsetzt, fanden sich Löcher in den Wiesen, durch welche das Wasser in die Tiefe versank und bei dem südlichen Schichtenfall dem Maingebiet zufliessen musste, hydrographische Beziehungen, die völlig denen des Aach und der Donau gleichen, welche Knop (Jahrb. f. Miner., Geol. u. Pal. 1875. pag. 350) vom badischen Oberlande constatiren konnte. Durch den Bahnbau sind diese unterirdischen Verbindungen des Bibrabachs mit dem Main durch Verschütten der Löcher aufgehoben worden.

Es wiederholt sich also am Bibrabach die auch sonst mehrfach beobachtete Erscheinung, dass ein Gewässer einem weit niedrigeren Gebirge entspringt, als dasjenige ist, durch welches dasselbe in einer Spalte hindurchfliesst.

Anderwärts ist diese Erscheinung durch die Annahme erklärt worden, dass entweder das Gewässer einem vorher vorhandenen Spalt gefolgt ist, wie es namentlich L. von Buch und Peschel gethan haben, oder dass das die Quelle gebende Gebiet früher höher als jetzt war, aber infolge seines petrographischen Charakters durch die erodirende Thätigkeit des Wassers tiefer abgetragen wurde als das durchströmte Gebiet, während der Zug der Gewässer sich heute noch erhalten hat. Die letztere Erklärung hat Gümbel für analoge Verhältnisse der Altmühl sehr wahrscheinlich gemacht (Bavaria: Die geognostischen Verhältnisse des fränkischen Triasgebietes pag. 11).

Beide Annahmen können indess zur Erklärung des Laufes des Bibrabaches nicht angezogen werden. Von einem Querspalt in dem Sattel ist nicht eine Spur aufzufinden. Was weiter die Abtragung des Quellgebietes des Bibrabaches betrifft, so ist es zweifellos, dass ehemals über das Grabfeld eine mächtige Reihe von Sedimenten ausgebreitet war, von denen nur an einer einzigen Stelle, unter der schützenden Basaltdecke des nahegelegenen grossen Gleichberges, sich Spuren erhalten haben, und zwar Rhät und höchst wahrscheinlich

Liassandstein, die einzigen Reste dieser Formationsglieder zwischen Eisenach und Banz.

Indessen erregt der Sattelbau des vom Bibrabach durchflossenen Höhenzuges billiges Bedenken gegen die Annahme, dass das Grabfeld einstmals über denselben hervorgeragt hätte. Man müsste dann fernerhin erwarten, dass die Wasserscheide im Grabfeld weiterziehen würde, was nicht der Fall ist. Gegen die Annahme spricht aber vorzüglich das Wesen aller mächtigen, vom Bibrabach durchflossenen Lehmablagerungen, die die Fluren von Rentwertshausen und den benachbarten Orten im Grabfeld in weiter Ausdehnung bedecken und sich in die Rentwertshäuser Schlucht hineinziehen. Schon der Umstand, dass dieselben auf den Höhen der Fluren bis 320 m Höhe lagern, lassen vermuthen, dass hier kein genetischer Zusammenhang existirt wie zwischen den Diluvialterrassen des Werrathales mit der Werra. Zerstreut in den Lehmstraten kommen Geschiebe vor aus Buntsandstein und seltener Muschelkalk, die nirgends im Grabfeld zu Tage ausgehen; und wo bei Rentwertshausen der Lehm für Ziegeleien abgegraben wird, lässt sich constatiren, dass er auf einer sehr schwachen Schotterunterlage aufsitzt, die vorherrschend aus Buntsandstein-, seltener Muschelkalkfragmenten zusammengesetzt ist.

Darin liegt ein evidenter Beweis, dass früher vom Sattel ein Gewässer hinaus in's Grabfeld lief, also umgekehrt wie gegenwärtig der Bibrabach. Die Sattellinie nördlich von Rentwertshausen war ehemals ebenso die Wasserscheide zwischen Rhein und Weser, also wie es ihre Fortsetzung noch heute ist. Von ihr floss nach Norden ein Bach der Werra zu und wusch den nördlichen Theil des Thales des Bibrabaches aus, aus ihrer Nähe floss nach Süden dem Main zu ebenfalls ein Gewässer, das sich durch die steil aufgerichteten Muschelkalkschichten durchfurchte.

Es muss dann eine Zeit gekommen sein, zu der, in Folge der allgemeinen Abtragung des Gebietes, günstige Bedingungen zur Ausbreitung eines weiten Sees über das Grabfeld gegeben waren. In ihn strömte nebst anderen das von Norden kommende Gewässer und brachte das Material zu den mächtigen Diluvialstraten. Es rollte Sandsteine von der Höhe des Sattels in das Grabfeld und erhöhte den Wasserstand des Sees allmählich derart, dass derselbe in die Erosionsspalte bei Rentwertshausen hineindrang. Die Folge war, dass die weitere Ausfurchung derselben verhindert wurde. Die Mächtigkeit der im Grabfeld lagernden Lehmdecke weist darauf hin, dass eine lange Zeit zu ihrer Bildung nothwendig war. Während dieser wurde der leicht zerstörbare Buntsandstein der Sattelhöhe durch die Erosionsthätigkeit des Wassers so weit abgetragen, dass

die Sattellinie mit dem See in gleiches Niveau kam. Demselben war damit die Gelegenheit gegeben, nach Norden abzufliessen; er benutzte dazu als natürlichen Weg die von dem von der Sattellinie nach Norden laufenden Bach ausgewaschene Furche. Da das Vordringen des Sees in die Erosionsfurche des in's Grabfeld fliessenden Gewässers die weitere Vertiefung desselben verhinderte, lag das Niveau des Bettes desselben höher als das des nördlichen. Dadurch wurde es möglich, dass der Abfluss des Sees, der die Gewässer der Südseite der Landwehr aufsammelte, im Laufe der Zeit die wenig hohen Schichten wegwaschen konnte, die einer ständigen Entwässerung eines Theiles des Grabfeldes zu der Werra hin im Wege standen. Dadurch erklärt sich, dass der Bibrabach von seiner Quelle bis zur Sattellinie fast stagnirt und jenseits derselben sogleich mit starkem Gefälle weiterfliesst, wie man es im Oberlauf eines Gebirgsbaches erwarten kann.

Herr WEISS gab in Bezug auf die am folgenden Tage (23. August) nach Liebenstein auszuführende Excursion Erläuterungen 1. über das dortige Verhalten des Zechsteins, welcher in zwei verschiedenen Entwickelungsweisen an ganz benachbarten Stellen erscheint. Aus den Altensteiner Dolomiten, die eine abweichende Stellung repräsentiren, hatte Herr Salinendirector RÜCKERT von Salzungen eine interessante Sammlung der vorkommenden Petrefacten ausgestellt. 2. boten die merkwürdigen Gesteinsgänge des krystallinischen Grundgebirges zu Bemerkungen Anlass, welche bei Liebenstein und in weiterer Umgebung auftreten und sehr mannigfache Erscheinungen veranlassen. Die Gangspalten sind theils von sauren Gesteinen, Granitporphyr, auch Quarzporphyr, erfüllt, theils von basischeren Gesteinen, die man verschieden zu benennen haben wird und die bis zu Diabasen hin gehen. Gewisse Gänge aber zeigen zwei oder selbst mehrere solche Gesteine in der Art vereinigt, dass die Mitte von dem sauren, die Seite von dem basicheren Gesteine gebildet wird, meist scharf an einander abschneidend. Einer der interessantesten Fälle ist im Corällchen (ein Wäldchen) bei Liebenstein zu sehen, wo es Granitporphyr und Diabas sind, welche gangförmig in einem granitähnlichen Gneiss als Nebengestein aufsetzen und durch Steinbruch aufgeschlossen sind. Der Granitporphyr umschliesst massenhaft Bruchstücke eines schwarzen Gesteins, das ebenfalls diabasartig ist, jedoch weniger körnig, selbst mit dichter Grundmasse, ausserdem viele Quarz- und grosse Feldspathkrystalle umschliessend, von genau derselben eigenthümlichen Beschaffenheit wie die des Granitporphyrs und manchmal halb im schwarzen Einschluss, halb im Granitporphyr steckend.

Das Vorkommen hat schon oft die Aufmerksamkeit der Geologen erregt, ist auch zuletzt von PRINGSHEIM behandelt worden. Der Vortragende gab die Erklärung für dieses, wie ähnliche Vorkommen, dass in derselben Gangspalte zuerst eine basischere (hier Diabas-) Eruption stattgefunden habe, welcher eine zweite des Granitporphyr, vielleicht verhältnissmässig bald, nachfolgte. Viele Bruchstücke des Diabas wurden vom Granitporphyr eingeschlossen, bis zu gewissem Grade umgeschmolzen und dabei wanderten zahlreiche Quarz- und Feldspathkrystalle in die Einschlüsse hinein. Ein grosser Dünnschliff, von FUESS angefertigt, wurde vorgezeigt, der das Diabas-Randgestein, den Granitporphyr (zwischen beiden ausnahmsweise eine Uebergangszone, worin sich beide Gesteinsmassen wie durcheinander geknetet mischen) und einen Einschluss durchschneidet.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

v. DECHEN. LAUFER. PRÖSCHOLDT.

---

**Protokoll der Sitzung vom 24. August 1882 in Heiligenstein bei Thal.**

Vorsitzender: VON DECHEN.

Der Vorsitzende bittet die Versammlung dem Herrn Schatzmeister der Gesellschaft Decharge zu ertheilen, was von den Anwesenden mit dem Ausdruck des Dankes geschieht.

Herr HAUCHECORNE verlas ein seitens Sr. Excellenz des Wirkl. Geh. Rathes und Oberberghauptmanns a. D. Herrn KRUG VON NIDDA eingegangenes Schreiben, in dem er das lebhafte Bedauern ausdrückt, seines Gesundheitszustandes wegen der Versammlung nicht beiwohnen zu können.

Herr BORNEMANN besprach die eben ausgeführte Excursion und machte auf dasjenige aufmerksam, was dieselbe noch in ihrem weiteren Verlauf bieten wird.

Einer Aufforderung des Vorsitzenden folgend theilte Herr K. A. LOSSEN einige Beobachtungen über die Quarze des kurz vorher auf der Excursion aus einem Gange im Glimmerschiefer am Südostfuss des Spitzinger Steins bei Thal (Heiligenstein) gesammelten Quarzporphyrs mit,

die er einem Präparate in der Sammlung des Herrn BORNEMANN verdankt. Schon der erste Anblick eines Handstücks zeigt die auffälligsten Fluidalerscheinungen: fast alle Quarzausscheidungen sind annähernd parallel geordnet und zugleich in der Flussrichtung spindel-, linsen- oder schmitzenförmig bis zu 0,25 mm Dicke bei 1—0,5 cm Länge ausgereckt, während die grösseren und mehr kreis- bis eirunden Feldspathe öfters quer zu derselben Richtung auseinandergerissen und durch Quarz wieder verkittet, ihre Theilstücke dabei wohl auch etwas gegeneinander verschoben erscheinen. Im Dünnschliff zeigt sich die weisse Glimmer-führende Grundmasse durchaus krystallinisch-körnig, wobei eine fluidale Zeichnung besonders durch die Vertheilung von Ferrit-Partikelchen hervortritt. Uebrigens galt die nur gelegentlich vorgenommene mikroskopische Untersuchung vorzüglich der Ermittelung, ob die äusserlich so eigenthümlich gestalteten Quarzausscheidungen innerlich ein krystallinisches Aggregat oder aber ein einheitliches Krystallindivid darstellen, worauf von vornherein Formenübergänge von dickspindelförmigen Quarzumrissen in einzelne deutliche rhombische Dihexaederdurchschnitte hinzudeuten schienen. Indem nun die Beobachtung im parallel poralisirten Lichte im Allgemeinen die letztere Vorstellung bestätigte, ergab sie darüber hinaus doch das interessante Resultat, dass die Fluctuation des Porphyr-Magma nicht nur die äussere Form, sondern auch die Molecularstructur der Quarzausscheidungen sichtlich beeinflusst hat. Es zeigen nämlich die Quarzdurchschnitte kaum jemals über ihre ganze Flächenausdehnung genau die gleiche Farbe, sondern die eigenthümlich feinwellig nüancirten Farbentöne windschiefer Flächen, oder aber sie bilden zwar ein wirkliches Mosaik verschieden gefärbter Feldchen, das aber meist, entfernt von der gewöhnlichen entschiedenen Aggregatpolarisation eines krystallinisch körnigen Haufwerks, nur die Farbenunterschiede eines in seinen einzelnen Theilen nicht molecular streng parallel geordneten Krystallindivids erkennen lässt. Es hat also die Bewegung des Magma einen hie und da bis zur inneren Verwirrung gesteigerten drehenden Einfluss auf die Lage der in Gruppirung begriffenen Molecüle ausgeübt, während die Erscheinungen an den Feldspathen mehr auf eine Zerreissung der bereits zum fertigen Krystallkorn gruppirten Molecularstructur hinweisen und die spärlichen, stark chemisch umgebildeten Blättchen dunklen Glimmers wiederholte Knickung und andere Umformung erlitten haben, wie man solche häufiger in Eruptivgesteinen an diesem Mineral zu sehen gewohnt ist. — Doch fehlen in anderen Gesteinen die Erscheinungen windschiefer Flächen an Feldspathindividuen keineswegs: Plagioklasleisten der Diabase des Harzes und an-

derer Eruptivgesteine, wie die Albitkrystalle der Sericitgneisse von Schweppenhausen und Argenschwang zeigen z. B. sehr schön eine mehr oder weniger starke, örtlich bis zur Zerreissung und Verwerfung gediehene, einfache oder wiederholte Wellenbiegung ihrer Zwillingslamellen, welche stets von einer welligen Nüancirung der Polarisationsfarben begleitet zu sein pflegt. Aber auch die Quarz- und Feldspathfragmente gewisser Grauwacken des Harzes und anderer Trümmergesteine zeigen analoge optische Erscheinungen, die man hier wohl nur auf Pressungsdruck wird zurückführen können.

Herr von Dechen schloss hierauf die Versammlung mit dem Danke für die Herren Geschäftsführer.

v. w. o.

v. Dechen. Laufer. Pröscholdt.


LIBRARY
OF THE
UNIVERSITY
OF CALIFORNIA

**Rechnungsablage**

Einnahmen.

| 1881. | An Cassa: | | Mk. | Pf. |
|---|---|---|---|---|
| 1. Januar. | Saldo-Vortrag aus 1880 . . . . . . . | | 2486 | 10 |
| 1. " | Besser'sche Buchhandlung | E.-B. No. 1. | 638 | 95 |
| 14. " | Prof. Dr. Max Bauer | " " 2. | 20 | – |
| 20. " | Dr. Th. Kjerulf | " " 3. | 20 | – |
| 24. " | E. Tawney | ohne B.-No. | 139 | 85 |
| 24. " | Benjamin von Winkler | ohne B.-No. | 24 | 50 |
| 12. Februar. | Beiträge der Berliner Mitglieder | E.-B. No. 4. | 815 | – |
| 22. März. | E. Tawney | " " 5. | 2 | 04 |
| 7. April. | Beiträge der Wiener Mitglieder | " " 6. | 220 | – |
| 22. " | Stud. Böhm | ohne B.-No. | 20 | – |
| 27. Mai. | Dr. Uhlig | ohne B.-No. | 20 | – |
| 31. " | Besser'sche Buchhandlung | E.-B. No. 7. | 4607 | 78 |
| 29. Juli. | Prof. Dr. Renard | ohne B.-No. | 60 | 48 |
| 5. Septmbr. | Prof. Dr. Waagen | ohne B.-No. | 20 | – |
| 29. October. | dto. | E.-B. No. 8. | 36 | – |
| 8. Novembr. | Bergrath Nasse | " " 9. | 240 | – |
| 31. Decembr. | Besser'sche Buchhandlung: | | | |
| | Verkaufte Bände | " " 10. | 1212 | – |
| | Beiträge von Mitgliedern | " " 11. | 761 | 05 |
| | Verkaufte Bände | " " 12. | 223 | 50 |
| 31. " | Prof. Weiss | ohne B.-No. | 25 | – |
| 31. " | Zinsen bei der Deutschen Bank | E.-B. No. 13. | 86 | 55 |
| | | | 11678 | 80 |

Am 1. Januar 1882 Cassa-Bestand 6214 M. 41 Pf.

Berlin, den 31. December 1881.

Revidirt und nach Einsicht der vorigjährigen Rechnungs-Ablage
Meiningen, den 22. August 1882.

E. E. Schmid.

pro 1881.

Ausgaben.

| | | | | Mk. | Pf. |
|---|---|---|---|---|---|
| 1881. | | Per Cassa: | | | |
| 31. März. | An | O. Ebel | A.-B. No. 1. | 38 | 25 |
| 1. April. | „ | Schneider | „ „ 2. | 13 | 05 |
| 27. „ | „ | O. Ebel | „ „ 3. | 18 | 75 |
| 30. Mai. | „ | A. Henry, Bonn | „ „ 4. | 500 | — |
| 31 „ | „ | Besser'sche Buchhandlung | „ „ 5. | 257 | 10 |
| 1. Juni. | „ | O. Ebel | „ „ 6. | 17 | 20 |
| 17. „ | „ | Schneider | „ „ 7. | 10 | 15 |
| 2. Juli. | „ | dto. | „ „ 8. | 16 | 92 |
| 15. „ | „ | Société Anonyme de publications périodiques | „ „ 9. | 140 | — |
| 29. „ | „ | Puttkammer & Mühlbrecht | „ „ 10. | 1 | — |
| 3. August. | „ | W. Pütz | „ „ 11. | 85 | — |
| 13. „ | „ | A. Henry, Bonn | „ „ 12. | 5 | 02 |
| 3. Septbr. | „ | E. A. Funke, Leipzig | „ „ 13. | 287 | — |
| 5. October. | „ | O. Ebel | „ „ 14. | 39 | 50 |
| 26. „ | „ | dto. | „ „ 15. | 37 | 70 |
| 5. Novembr. | „ | Prof. Dames | „ „ 16. | 25 | 70 |
| 22. „ | „ | O. Ebel | „ „ 17. | 6 | 60 |
| 28. „ | „ | J. F. Starcke | „ „ 18. | 1429 | — |
| 9. Decembr. | „ | Castellan Richter | „ „ 19. | 75 | — |
| 13. „ | „ | Schneider | „ „ 20. | 17 | 25 |
| 13. „ | „ | dto. | „ „ 21. | 15 | — |
| 30. „ | „ | Erich Schiller | „ „ 22. | 135 | — |
| 31. „ | „ | J. J. Hofer, Zürich | „ „ 23. | 83 | 03 |
| 31. „ | „ | Besser'sche Buchhandlung | „ „ 24. | 159 | 50 |
| 31. „ | „ | C. Laue | „ „ 25. | 348 | — |
| 31. „ | „ | Schneider | „ „ 26. | 18 | 79 |
| 31. „ | „ | Prof. Weiss | „ „ 27. | 33 | — |
| 31. „ | „ | F. Pietsch | „ „ 28. | 141 | — |
| 31. „ | „ | J. F. Starcke | „ „ 29. | 669 | — |
| 31. „ | „ | dto. | „ „ 30. | 826 | 25 |
| 31. „ | „ | Porto-Auslagen für 1881 | „ „ 31. | 15 | 63 |
| 31. „ | „ | Bestand: a. bei der Deutschen Bank laut Einnahme-B. No 13 . . . M. 3157. 55; b. in Händen . . . . . „ 3056. 86 | | 6214 | 41 |
| | | | | 11678 | 80 |

Dr Ad. Lasard,
Schatzmeister der Deutschen geologischen Gesellschaft.

als zutreffend erwiesen

C. Struckmann.

Druck von J. F. Starcke in Berlin.

# Zeitschrift

der

# Deutschen geologischen Gesellschaft.

4. Heft (October, November und December 1882).


## A. Aufsätze.

### 1. Ueber die Fruchtähren von Annularia sphenophylloides Zenker sp.


Von Herrn Sterzel in Chemnitz.


Hierzu Tafel XXVIII.

Bei der von Seiten des Verfassers im Auftrage der Direction der geologischen Landesuntersuchung vorgenommenen Untersuchung der Carbonflora von Lugau-Oelsnitz wurden Exemplare aufgefunden, welche zweifellos beweisen, welche Formen der früher isolirt beobachteten Calamarienähren zu *Annularia longifolia* und zu *Annularia sphenophylloides* gehören. Fertile Exemplare von *Annularia longifolia* (Fruchtähren: *Stachannularia tuberculata* Sternb. sp.) gelangten bereits im Frühjahre 1879 in die Hände des Verfassers und wurden der naturwissenschaftlichen Gesellschaft zu Chemnitz in der Sitzung vom 26. April des genannten Jahres vorgelegt.[1]) Eine bildliche Darstellung der interessanten Belegstücke ist bisher noch nicht möglich gewesen, auch deshalb nicht beschleunigt worden, weil sich das betreffende Material noch fortwährend mehrt. — Die fructificirenden Exemplare von *Annularia sphenophylloides* wurden im Frühjahre 1882 gefunden. Das Material ist weniger umfangreich und soll daher zunächst zur Darstellung gebracht werden.

---

[1]) Siebenter Ber. d. naturw. Ges. zu Chemnitz 1881. pag. 29 und 234 ff. Separatabdruck hiervon: Sterzel, Paläontol. Char. d. ob. Steinkohlenform. und des Rothl. im erzgeb. Becken pag. 82 ff.

Ueber die Fructification von *Annularia sphenophylloides* liegen wohl nur von SCHIMPER[1]) und GRAND' EURY[2]) Angaben vor. SCHIMPER fand Fruchtähren, die er auf die genannte Species bezog, zu La Laye in den Vogesen und giebt von ihnen folgende Diagnose: „Spicae ternato-verticillatae angustae, cent. circiter 4 longae". Es werden aber von SCHIMPER nur sterile Zweige abgebildet (l. c. t. 17. f. 12 u. 13), und es bleibt ausserdem fraglich, ob die betreffenden Aehren wirklich ansitzend oder nur mit *Annularia sphenophylloides* vergesellschaftet vorkamen. Ausserdem ist die gegebene Diagnose nicht hinreichend, um darnach das Vorkommen der SCHIMPER'schen Aehren anderwärts zu constatiren.

GRAND' EURY bezieht auf *Annularia sphenophylloides* die l. c. abgebildeten Aehren (*Volkmannia pseudosessilis*). Aus seinen Worten: —„des épis mélangés et, ce semble, connexes" geht aber hervor, dass der Zusammenhang der Aehren mit *Annularia sphenophylloides* auch nicht sicher zu constatiren war, und schon die Gestalt der Blättchen, welche die Stengelblattquirle bilden, spricht gegen die Zusammengehörigkeit der betreffenden Aehren mit *Annularia sphenophylloides*. Ausserdem ist der Bau der Aehren ein anderer, als derjenige, wie er unten näher beschrieben werden soll von Aehren, die sicher zu *Annularia sphenophylloides* gehören.

Zunächst stellen wir nochmals ein steriles Exemplar dieser *Annularia* dar (Figur. 8), weil die meisten der vorhandenen Abbildungen nur solche von isolirten Blattquirlen oder nur solche von verzweigten Aesten sind und weil die den eigentlichen Stengel enthaltende Abbildung bei GEINITZ[3]) an diesem eine Blattform zeigt, die im Uebrigen der *Annularia sphenophylloides* fremd ist und die der Verfasser bei keinem Exemplare dieser Art beobachtete. Die Blätter an den Stengelknoten sind nach meinen Beobachtungen bei *Annularia sphenophylloides* ebensowenig von denen der Astquirle abweichend, wie bei *Annularia longifolia* (GEINITZ, Verst. t. 19. f. 1 u. 2, gehören zu *Asterophyllites longifolius*). Die direct am Stengel sitzenden Blätter sind allerdings gewöhnlich weniger gut erhalten, als die der Astquirle, wohl deshalb weil der dicke Stengel einen guten Abdruck der dünnen Blättchen erschwerte. Es ist demnach jene von dem Typus abweichende Blattform wohl nur Erhaltungszustand. Unsere Abbildungen zeigen zugleich, dass wir es vollständig mit der ZENKER'schen Form zu thun haben, die übrigens gleichfalls aus dem Carbon des erzgebir-

---

[1]) SCHIMPER, Paléont. végét. I. pag. 347 u. 348.

[2]) GRAND' EURY, Flore carbonif. pag. 43. t. 6. f. 3.

[3]) GEINITZ, Die Versteinerungen d. Steinkohlenformation t. 18. f. 10.

gischen Beckens (Zwickau, nicht „Zittau“) stammt. Ueberhaupt ist mir innerhalb dieser Ablagerung kein Exemplar vorgekommen, welches eine Trennung dieser Art in Varietäten nothwendig machte, obwohl die Pflanze durchaus nicht stets vollständig dieselben Grössenverhältnisse, dieselbe Blattform und Blattzahl in einem Quirl etc. zeigt. In meiner Arbeit: Paläont. Charakter etc. habe ich pag. 81 (233) hierüber schon Einiges mitgetheilt und damals die Trennung in Varietäten fraglich gelassen. Nach weiteren Beobachtungen glaube ich, dass sich eine besondere var. *major* nicht halten lässt. Die angedeuteten Verschiedenheiten mögen noch die Figuren 6—10 erläutern.

Was nun die Fruchtähren von *Annularia spenophylloides* anbelangt, so fand der Verfasser dieselben nur in einem Falle (Fig. 1) an einem beblätterten Stengel wirklich ansitzend, auf mehreren anderen Platten mit Blattquirlen der betreffenden *Annularia* derartig zusammenliegend, dass die Zusammengehörigkeit zu vermuthen steht. In bei weitem den meisten Fällen aber kommen die beblätterten Stengel und die betreffenden Aehren vollständig isolirt vor und zwar die ersteren häufig, die letzteren selten.

Die wichtigsten der uns vorliegenden Exemplare sind folgende:

1. Exemplar vom Grundflötze des Gottes-Segen-Schachtes (Fig. 1). — Der Erhaltungszustand desselben lässt zwar zu wünschen übrig, ist aber so deutlich, dass kein Zweifel über die Art der Fruchtähren und über diejenigen Details bestehen kann, die unsere nach einer Photographie gegebene Abbildung zeigt. — Der 1,5 mm breite, deutlich gestreifte Stengel ist in Glieder von 14 — 15 mm Länge getheilt. An den Gliederungsstellen sitzen Blattquirle, bestehend aus bis 14 Blättchen von der bekannten spateligen Form und von 5—6,5 mm Länge. Gleiche Blattquirle liegen in grosser Menge auf derselben Platte umher (es wurden nur die deutlichsten gezeichnet), aber ohne dass der Zusammenhang der beblätterten Aeste mit dem Stengel deutlich bemerkbar ist. An allen Knoten des Stengels sitzen ausser den Blattquirlen zugleich Fruchtähren. Sie sind allem Anscheine nach unterhalb der Blattquirle inserirt und zwar bis zu 3 an einem Knoten. Die Aehren wurden herauspräparirt bis zu einer Länge von 2,5 cm bei einer Breite von ca. 5 mm. Sie zerfallen in Glieder von ca. 3,5 mm Länge. Insbesondere die mit a und b bezeichneten Aehren sind so gut erhalten, dass sich folgende Details erkennen lassen: An den Gliederungsstellen sitzen durchschnittlich 5 (also im Ganzen wohl 10) schmale, nach oben spitz zulaufende Bracteen fast von der

Länge des Internodiums. Dieselben sind aufwärts gerichtet und umschliessen die Sporangien korbartig. Letztere vermag man auf diesem Exemplare nicht deutlich zu unterscheiden. Man beobachtet hier nur eine durch eine Querwulst getrennte obere und untere Abtheilung innerhalb jedes Internodiums. Es liegen aber andere, offenbar mit diesen Fructificationsorganen übereinstimmende Aehren vor, welche Aufschluss über die Sporangienstellung geben (s. u.).

2. Exemplar vom Glückaufflötze des Kaiserin-Augusta-Schachtes in Neu-Oelsnitz. — Dasselbe zeigt 2 mit der Basis zusammenhängende Aehrchen von je 3 cm Länge. Vom Stengel ist nichts erhalten und von dem betreffenden Stengelblattquirl nur Spuren, wohl aber liegt ein etwas deutlicherer Blattquirl 12 mm über dem Insertionspunkte der Aehren. Von diesem Exemplare stellt Figur 2 drei Aehrenglieder in $2\frac{1}{2}$facher Vergrösserung dar. Der Bau ist derselbe wie bei dem Exemplare No. 1, nur heben sich die Bracteen noch viel deutlicher ab, und man gewahrt in der Mitte der Internodien hier und da (besonders auf dem mittleren Quirle) Närbchen, die den Enden der Sporangiophoren entsprechen mögen.

3. Exemplar aus dem Deutschland-Schachte No. II. in Oelsnitz. Flötz unbestimmt. Fig. 3 u. 4. Dieses Exemplar zeigt 2 leider vom Stengel getrennte Aehren. An den Erhaltungszustand der eben beschriebenen Aehren schliesst sich B in Figur 3 an. Diese Aehre zeigt aber in den untersten beiden Quirlen (bei x) zwischen den Bracteen die eigenthümliche Strichelung, die den Annularien-Sporangien eigen ist[1]), und es geht daraus hervor, dass die zwischen den schmalen Bracteen liegenden Partieen in der That den Sporangien angehören. — Die am besten erhaltene Aehre ist aber die daneben liegende, welche in Figur 3 A in natürlicher, in Figur 4 theilweise in $4\frac{1}{2}$facher Grösse dargestellt wurde. Man erkennt an derselben einen oberen und einen unteren Kreis von Sporangien und in der Mittellinie der Internodien die Enden der Sporangiophoren resp. die Befestigungsstellen der Sporangien. Es muss angenommen werden, dass deren 4 in einem Träger sassen und dass die letzteren mit den Bracteen alternirten, etwa so, wie es die schematische Figur 4a zeigt. Jedenfalls sind viermal so viel Sporangien als Bracteen vorhanden, also ca. 40 in jedem Internodium. Die Aehre schliesst oben mit einem knospenartigen Schopf von Bracteen ab.

4. und 5. Exemplare vom Grundflötze des Gottes-Segen-Schachtes. — Das eine zeigt abermals die

---

[1]) Vergl. Weiss, Steinkohlen-Calamarien t. 3. f. 3 u. 4.

Vergesellschaftung der beschriebenen Aehren mit *Annularia sphenophylloides* und das andere, dass diese Aehren 5 cm lang werden können, dass aber an blossen Abdrücken der Bau der Aehren viel weniger klar hervortritt, als an Exemplaren mit den verkohlten Resten der Aehre selbst.

---

Die Fruchtähren von *Annularia sphenophylloides* sind offenbar dieselben, welche Weiss unter dem Namen *Stachannularia calathifera* von Grube Itzenplitz bei Saarbrücken beschrieben und abgebildet hat. [1]) Die Weiss'sche Aehre ist 7 cm lang und im Mittel 7 mm breit; die Internodien sind 5 mm lang. — Die Lugau-Oelsnitzer Exemplare sind durchschnittlich um ein Geringes kleiner; denn die grösste beobachtete Länge ist 5 cm (fraglich, ob vollständig), die Breite bis 6,5 mm, die Internodiallänge bis 5 mm. Diese kleinen Unterschiede sind jedenfalls nicht wesentlich. Uebereinstimmend ist ferner, dass die Aehrenglieder auf der freiliegenden Hälfte durchschnittlich 5 Bracteen besitzen. Unterschiede ergeben sich nur aus der verschiedenen Auffassung der weiteren Details. Weiss nimmt 2 mm breite, mit einem kielartigen Mittelnerven versehene Deckblättchen ungefähr von der Länge eines Axengliedes an und meint, dass der obere Theil der Deckblättchen verbrochen sei, oft mit Ausnahme des Kiels, der sich dann allein bis gegen das nächste Internodium hin fortsetze. Ausserdem erscheint ihm nur ein Kreis von unter der Spitze des Axengliedes befestigten Sporangien vorhanden zu sein. — Was Weiss als „kielartigen Mittelnerven“ betrachtet, ist nach unseren Exemplaren die Bractee selbst. Diese Gebilde treten so deutlich hervor, dass sie unmöglich als Kiele so kleiner Blättchen gelten können. Ausserdem ist hier und da auf ihnen selbst ein schwacher Mittelnerv angedeutet. Ferner ist nicht wohl anzunehmen, dass der obere Theil der Bracteen mit solcher Regelmässigkeit abgebrochen ist und dass dabei zuweilen der Blattkiel erhalten blieb. Sodann zeigen die zwischen den vermeintlichen Kielen gelegenen Partieen dieselbe Beschaffenheit des Kohlenhäutchens, wie die Sporangien im oberen Theile des Internodiums, eine Beschaffenheit, die von der der „Kiele“ verschieden ist. Letztere sind zuweilen deutlich fein längsgestreift, erstere glatt oder sehr zart punktirt oder in der Weise gestrichelt, resp. mit „netzförmig verbundenen Leisten“ versehen, wie die Sporangien von *Annularia longifolia*. Die letztere, für die Sporangiennatur entscheidende Zeichnung zeigt sich an einigen Stellen gerade in der unteren

[1]) Weiss, Steinkohlen-Calamarien pag. 27 ff, t. 3. f. 11.

Hälfte des Internodiums zwischen den kielartigen Bracteen. Uebrigens ist diese Zeichnung auch bei den Sporangien von *Annularia longifolia* nicht in allen Fällen erhalten. — Nach unseren Beobachtungen liegt bei den Sporangien der *Annularia sphenophylloides* dieselbe Befestigungsweise vor, wie bei denen der *Annularia longifolia.* Die Sporangien sitzen (wahrscheinlich zu 4) an stielförmigen Sporangiophoren, welche in der Mitte des Internodiums inserirt sind. [1])

Der bekannten Diagnose von *Annularia sphenophylloides* ist demnach bezüglich der Fructification Folgendes hinzuzufügen:

*Annularia sphenophylloides* Zenker sp.

— — Fructification (*Stachannularia calathifera* Weiss): Leicht abfallende, walzige, ährenförmige, bis 7 cm lange, 7 mm breite, in Glieder von ca. 5 mm Länge getheilte, kurzgestielte Fruchtstände, die an den Gliederungsstellen des Stengels zu 3 (4?) quirlförmig gestellt und unterhalb der Scheidenblättchen inserirt sind. An den Gliederungsstellen der Aehren ein Quirl von 10 (12?) linealen, spitz zulaufenden, freien, aufrecht anliegenden Bracteen fast von der Länge des Internodiums. Die Sporangien sitzen an der Spitze in der Mittellinie der Aehrenglieder befestigter Sporangiophoren, welche wahrscheinlich mit den Bracteen alterniren und je 4 Sporangien tragen, die einen oberen und einen unteren Sporangienkreis bilden. Die Sporangien sind bei guter Erhaltung netzförmig gestrichelt, ihre Gestalt ist wahrscheinlich eiförmig, plattgedrückt, das schwächere Ende nach aussen gerichtet (Insertionspunkt). An der Spitze der Aehren ein knospenartiger Schopf von Bracteen.

---

[1]) Vergl. Weiss, l. c. t. 3. f. 2 oder 3.

## 2. Beiträge zur Kenntniss der niederschlesischen Thonschieferformation.

Von Herrn Georg Gürich in Breslau.

Hierzu Tafel XXIX u. XXX.

Die ersten bemerkenswerthen Angaben über die Thonschieferformation Niederschlesiens theilte L. v. Buch 1802 in seinem Entwurf einer geognostischen Beschreibung von Schlesien [1]) mit. Er betrachtete das ganze Gebirge vom Bleiberge bei Jannowitz bis zu der Ebene bei Jauer als eine einfache Schichtenfolge, die an ihren Grenzen gegen das Urgebirge aus wechsellagernden Glimmer- und Hornblendeschiefern, von Kauffung ab aus Hornblende- und Thonschiefern besteht. Von Einlagerungen beschrieb L. v. Buch namentlich Kalke aus der Gegend westlich und östlich vom Bober und die Kieselschiefer von Schönau, eine Gebirgsart, die, wie er meinte, durchaus dem Uebergangsgebirge eigen wäre. Er kannte ferner die Quarzfelsen der Talkensteine und berichtete von einem Quarzvorkommen in grosser Mächtigkeit am Mochenstein bei Schönau, sowie von einer sonderbaren, grünlich-grauen, sehr zerklüfteten Gebirgsart, aus der die Felsen unterhalb Kauffung beständen und welche wahrscheinlich ein feinkörniges Gemenge von Hornblende und Feldspath darstellte.

Siebzehn Jahre später gab Karl v. Raumer [2]) in grossen Zügen den allgemeinen Bau des Gebirges an. Die Lagerungsverhältnisse wären durch die beiden Granitmassive von Hirschberg und Striegau bedingt, demnach fielen die Schichten im südwestlichen Theile des Gebietes nach NO. ein, also vom Hirschberger Granit ab, und im nordöstlichen Theil in entgegengesetzter Richtung vom Striegauer Granit ab. Auf die Gebirgsschichten in der Gegend von Bolkenhain hätten beide Granitmassen gleichmässig eingewirkt, und so liesse sich das südöstliche Einfallen derselben erklären. Auch die Grenzen

---

[1]) L. v. Buch, Geognostische Beobachtungen auf Reisen durch Deutschland und Italien. Berlin 1802. Bd. I.

[2]) Karl v. Raumer, Das Gebirge Niederschlesiens, der Grafschaft Glatz und eines Theils von Böhmen und der Oberlausitz. Berlin 1819.

des Gebietes gab v. Raumer im Ganzen richtig an. In seinen petrographischen Beschreibungen erwähnt er schmutzig olivengrüne, zum Theil mandelsteinartige Grünsteine, die durch Schiefrigwerden in Grünschiefer übergingen; diese Grünschiefer verliefen wieder in Thonschiefer, durch wachsenden Glanz und Frische in Glimmerschiefer und durch Hinzutreten von Feldspath in Gneiss. In untergeordneten Lagern träten Quarz, Feldspathporphyr, Alaunschiefer, Lydischer Stein und in grösserer Verbreitung Kalkstein auf. Ferner gab v. Raumer eine kurze Uebersicht über die Verbreitung der verschiedenen Gesteinsarten und das Vorkommen metallischer Mineralien.

Zobel und v. Carnall [1]) betrachteten 1831 die Grünschiefer als ein Mittelding zwischen Hornblende- und Thonschiefer, aber letzterem näher stehend. Ausgezeichnete Hornblendeschiefer kämen jedoch mit diesen wechsellagernd in der Gegend von Bolkenhain vor. Die Thonschiefer von Lähn dürften wegen der eingelagerten Alaunschiefer eher zu dem Uebergangsgebirge gehören als zu den Urthonschiefern; dasselbe wäre anzunehmen von den Kalken und Porphyren der Kauffunger Gegend und von den weiter unterhalb vorkommenden Grünsteinen.

v. Dechen [2]) führte 1838 die Grenzen der Thonschieferformation gegen die jüngeren Formationen im Allgemeinen genauer an. Als das verbreitetste Gestein erwähnte er die grünen Schiefer mit mannigfachen Uebergängen in Thon-, Chlorit-, Talk- und Glimmerschiefer.

In demselben Jahre veröffentlichten Lütke und Ludwig [3]) in ihren Bemerkungen über das Flötzgebirge Niederschlesiens Angaben über die Verbreitung der Kalk-, Alaunschiefer- und Kieselschiefer-Einlagerungen, sowie über die drei grösseren Porphyrpartieen in der Nähe des Kauffunger Kalkes, welch' letzteren sie als dem Thonschiefer untergeordnet ansahen. Besondere Beachtung widmeten sie einem Gesteine, das, in der Gegend Schönau-Jauer verbreitet, einen Uebergang von Thonschiefer in Diorit darstellen sollte.

E. Beyrich [4]) führte in seiner Abhandlung über die Entwickelung des Flötzgebirges in Schlesien den Nachweis, dass

---

[1]) Geognostische Beschreibung von einem Theile des Niederschles. Gebirges, Karsten's Archiv für Mineralogie etc. 1831. III.

[2]) Das Flötzgebirge am nördl. Abfall des Riesengebirges; Karsten und v. Dechen. Archiv für Miner. etc. 1838. XI. pag. 84–170.

[3]) Geognost. Bemerkungen über die Gegend von Görrisseifen, Lähn, Schönau u. s. w.; Karsten und v. Dechen, Archiv für Mineral. u. s. w. 1838. XI. pag. 252–283.

[4]) Ueber die Entwickelung des Flötzgebirges in Schlesien; dieselbe Zeitschrift 1844. XVIII. pag. 1–86.

die Urthonschiefer v. Raumer's älter sind, als das südlich davon entwickelte Uebergangsgebirge. Er billigte die Ansicht, dass die Urthonschiefer durch eine vor der Ablagerung des Uebergangsgebirges erfolgte Metamorphose aus gewöhnlichen sedimentären Gesteinen in die heut vorliegenden umgewandelt seien.

Zwei Decennien später gelang es R. Peck[1]) im Kieselschiefer bei Laubau Graptolithen zu entdecken. Hierauf und auf das vielfache anderweitige Vorkommen von Kieselschiefern in der Thonschieferformation Niederschlesiens bezugnehmend sprach J. Roth in den von ihm 1867 herausgegebenen Erläuterungen zu der geognostischen Karte von Niederschlesien[2]) die Vermuthung aus, dass ein Theil jener Formation dem Silur angehöre; wo aber die Grenze zwischen Silur und Urthonschiefer zu ziehen wäre, müsste unentschieden bleiben.

Bald darauf entdeckten M. Websky und F. Rœmer[3]) in der an Kieselschiefern besonders reichen Umgebung von Schönau Graptolithen und lieferten damit auch für diese Gegend den paläontologischen Nachweis für das silurische Alter jener Gesteine.

An diese Forschungen anknüpfend, unternahm ich einer Anregung des Herrn F. Rœmer folgend im Sommer 1881 und im Frühling 1882 eine Begehung des Thonschiefergebietes mit der Absicht, weitere paläontologische Beweise für die Altersstellung der Thonschieferformation zu sammeln. Es gelang mir jedoch nur an einigen Punkten der Umgebung von Schönau Graptolithen aufzufinden. Dagegen war ich in der Lage, die verschiedenen Gesteine, welche die Thonschieferformation zusammensetzen, eingehender zu studiren. Die Darlegung der hierbei gewonnenen Resultate bildet den Inhalt der vorliegenden Abhandlung.

Die Kalk- und Quarzit-, Porphyr- und Grünsteinvorkommnisse des Gebietes, das auf der geologischen Karte von Niederschlesien als Urthonschiefer (t) bezeichnet ist, sind auf derselben besonders eingetragen und in den Erläuterungen zu dieser Karte einer genaueren Besprechung unterzogen. Den Angaben in diesem Werke wurden die Untersuchen von Beyrich und G. Rose, die sich in die Durchforschung des Gebietes getheilt hatten, zu Grunde gelegt. Das Gebiet westlich vom Bober und einen schmalen Streifen auf dessen rechter Seite hatte Beyrich, den übrigen Theil des Hauptgebietes G. Rose

[1]) Neues Jahrbuch für Mineral. 1865. pag. 459.

[2]) Geologische Karte vom Niederschles. Gebirge und den angrenzenden Gegenden, im Auftrage des kgl. preuss. Handelsministeriums, bearbeitet von E. Beyrich, G. Rose, J. Roth und W. Runge.

[3]) Notiz über das Auffinden von Graptolithen bei Willenberg unweit Schönau im Katzbachthal; diese Zeitschrift 1868. XX. pag. 565.

untersucht. Beide gaben genau die Verbreitung der einzelnen Einlagerungen im Thonschiefer an, BEYRICH auch die von Grünsteinen, deren nähere Bestimmung ihm jedoch wegen der dichten Beschaffenheit derselben nicht möglich war. G. ROSE beschreibt auch massige Gesteine, in denen er sogar deutlich Augit und Uralit erkannt hat, er sieht aber in ihnen nur eine Abänderung der grünen Schiefer. In der Nähe der Kalke würden diese fleckig, indem aus der grünen Grundmasse dunklere Stellen von bestimmtem Umriss hervorträten, dann „entwickeln sich diese zu pistaciengrünen Körnern", endlich „entstehen in der Grundmasse deutliche Augitkrystalle". Zugleich mit dieser Wandelung der Bestandtheile ginge eine Veränderung in der Textur der Gesteine vor sich; zuerst würde der grüne Schiefer nur unvollkommen schiefrig und schliesslich durchaus massig. Weiterhin (pag. 43) beschreibt er Gesteine, die er mit Blattersteinen vergleicht. Wir werden später sehen, dass dieselben Schalsteine sind und jene massigen Augitgesteine Diabase. Zugleich versuchten BEYRICH und G. ROSE die genaue Begrenzung des Gebietes gegen die älteren Gesteinsschichten festzustellen. BEYRICH fand einen schnellen, aber doch allmählichen Uebergang der Thonschiefer in den dieselben unterlagernden Gneiss (pag. 33); ROTH dagegen spricht von Glimmerschiefern (pag. 3) gerade in der Uebergangszone BEYRICH's. Ebenso beobachtete auch G. ROSE einen vollkommenen Uebergang zwischen Grünschiefer und Gneiss und eine gleichmässige Lagerung derselben (pag. 43).

Die jüngste, übrigens nur petrographische Arbeit über Gesteine des Gebietes rührt von KALKOWSKY [1]) her. Derselbe untersuchte Grünschiefervorkommnisse von 18 Punkten in Bezug auf ihre mineralogische Zusammensetzung und wollte hieraus eine Gliederung in obere und untere Grünschiefer folgern. Es entspricht jedoch dies nicht den Thatsachen. KALKOWSKY kam mit seinen Augit-führenden grünen Schiefern in das Gebiet der Diabase und Schalsteine.

Die Thonschieferformation, welche einen grossen Theil des niederschlesischen Vorgebirges einnimmt [2]), grenzt gegen Südwesten an den Gneiss und den Granitit des Riesengebirges, sowie auf eine kurze Entfernung an den Hornblendeschiefer von Kupferberg, gegen Süden von Rudolstadt bis Freiburg an das Grauwackengebirge, mit ihrer Nordostseite an das Dilu-

---

[1]) Ueber grüne Schiefer Niederschlesiens; TSCHERMAK's Mineral. Mittheilungen 1876. pag. 87—116.

[2]) Ein Verzeichniss der Quellen für Höhenangaben findet sich: J. ROTH, Erläuterungen zur geognost. Karte vom Niederschl. Gebirge 1867, Vorwort V. u. VI.

vium und gegen Nordwesten an jüngere Ablagerungen vom vom Rothliegenden ab aufwärts, welche die grösseren Lücken und Buchten der Formation nach dieser Seite hin ausfüllen. Ihr Gebiet, das durch eine Linie von Lauban über Lähn, Schönau, Goldberg, Jauer, Bolkenhain, Hohenfriedberg, Freiburg, Kupferberg, Hirschberg, Lauban begrenzt werden kann, wird durchnitten von den Thälern des Queis, des Bober und der Katzbach. Zwischen Queis und Bober einen nach Südosten ansteigenden Rücken bildend, der sich im Südwesten an das ältere Urgebirge anlehnt und orographisch von demselben kaum zu trennen ist, zieht sich die Thonschieferformation in regelmässig von NW. nach SO. streichenden, durch Längsthäler getrennten und durch Querthäler vielfach zerrissenen Höhenreihen vom Bober bis zu der Katzbach hin. Weiter gegen SO. verlieren die Bergreihen diese regelmässige Richtung; drei grössere Höhenzüge umgeben hier in der Nähe von Bolkenhain eine Insel des Rothliegenden, deren grösste Ausdehnung von SO. nach NW. gerichtet ist. In der Gegend südlich von Hohenfriedeberg ist die Anordnung eine noch regellosere. Der Theil des Gebietes zwischen Jauer, Goldberg und Schönau erhebt sich in seinem östlichen Theile steil aus der Ebene zu einem breiten, von Gebirgsbächen meist in west-östlicher Richtung durchfurchten und von einzelnen Basaltbergen überragten Rücken; gegen Westen hin treten niedrigere Erhebungen auf bis zu den Porphyrbergen nördlich von Schönau.

Aus der Verbreitung gewisser charakteristischer Gesteine und dem allgemeinen Bau des Gebirges folgere ich eine Eintheilung des Thonschiefergebirges in 5 Zonen, die, durch Uebergänge sowohl wie durch concordante Lagerung mit einander verbunden, eine continuirliche Schichtenfolge umfassen. Im Allgemeinen lassen sich allerdings ihre Grenzen nicht fest und bestimmt ziehen, da die für zwei benachbarte Zonen charakteristischen Gesteine nicht selten in der Grenzregion wechsellagern.

## 1. Zone der Grünschiefer.

Was die Begrenzung dieser Zone gegen das unterlagernde Urgebirge anlangt, so ist dieselbe in ihrem westlichen Theile gegen den Gneiss ziemlich willkürlich gewählt, da einerseits oft kaum zu entscheiden ist, ob ein vorliegendes Gestein noch dem Gneiss oder bereits dem Thonschiefer zugerechnet werden muss, andererseits auch Wechsellagerungen von gneiss- oder thonschieferähnlichen Gesteinen vorkommen. In dem Aufschluss

zwischen Mauer und Matzdorf[1]) habe ich nur Gneiss, nicht aber Thonschiefer finden können, und an der Strasse von Klein-Röhrsdorf nach Ullersdorf steht auf dem Thonschiefergebiete der Karte Gneiss an, mehrere Male mit Thonschiefer wechsellagernd.

Nach dem inneren Bau dieser Zone müssen in der ganzen Ausdehnung derselben ein grösserer westlicher und ein kleinerer östlicher Theil unterschieden werden. In dem westlichen Theil, der von Seifersdorf bei Lauban bis Ober-Würgsdorf bei Bolkenhain, also bis zu der Insel des Rothliegenden reicht, herrscht eine nördliche Einfallsrichtung vor (Taf. XXX.) mit einigen Ausnahmen, die auf Ueberkippungen oder Nebenfaltungen zurückzuführen sind. Im östlichen Theile, von Würgsdorf bis zur Ostgrenze der Zone, ist das Einfallen fast durchweg ein südöstliches. Indess auch am Südrande des westlichen Theils, in der Gegend östlich von Rudolstadt, fallen die Schichten nach Süden ein und senken sich unter das discordant aufgelagerte Kulmgebirge. Die Grünschiefer bilden also hier, wo sie nicht mehr an das Urgebirge angelehnt sind, einen Sattel, dessen Flügel nach N. resp. S. einfallen. Es wird später gezeigt werden, dass auch im östlichen Theil die Grünschiefer eine Falte bilden, deren Flügel aber nicht gegeneinander geneigt, sondern parallel miteinander nach SO. einfallen.

Das Gestein, nach welchem diese Zone benannt wurde, der Grünschiefer, tritt nur in dem von Grunau bei Hirschberg bis zur Ostgrenze sich erstreckenden Theile derselben auf, von Grunau westwärts über den Bober hinaus kommen nur Thonschiefer vor. Das gleiche Streichen und die concordante Auflagerung auf das ältere Urgebirge lässt mit Sicherheit darauf schliessen, dass die Grünschiefer das Aequivalent diester westlichen Thoschiefer darstellen. Die Verschiedenheit dieser beiden Schiefergebirge ist auf die Verschiedenheit der beiderseitigen Unterlage zurückzuführen. Für die Bildung der Grünschiefer gaben die Hornblendeschiefer, für die der Thonschiefer der Gneiss das Material. Nur Gesteine dieser ersten Zone sind Grünschiefer in dem Sinne, wie sie Rud. Credner[2]) beschrieben und Kalkowsky in seiner oben genannten Abhandlung bei der Besprechung[3]) der allgemeinen Structurverhältnisse seiner grünen Schiefer geschildert hat. Letztgenannte Angaben stimmen mit meinen Beobachtungen überein, so dass ich hierüber nichts hinzuzufügen habe.

---

[1]) J. Roth, a. a O. pag. 33.
[2]) Das Grünschiefersystem von Hainichen, Zeitschr. für die ges. Naturw., Halle 1876.
[3]) a. a. O. pag. 29.

Der Grünschiefer bildet meist hohe, steile Felsrücken in der Streichungsrichtung und wechsellagert stellenweise mit Thonschiefern. Seine Verbreitung ist durch die (Taf. XXX.) angegebene Nordgrenze nicht durchaus abgeschnitten, sondern er kommt auch weiter nördlich, allerdings an sehr vereinzelten Stellen, vor. So z. B. gleicht das Gestein, das durch einen kleinen Bruch zwischen dem Mühlberg und den Höhen von Rodeland bei Kauffung aufgeschlossen ist, einem typischen Grünschiefer, wie er etwa am Bleiberge vorkommt.

Quarzgänge durchsetzen den Grünschiefer ziemlich häufig, stellenweise auch dünne Epidotschnüre. Malachit in zahlreichen kleinen Schmitzen durchschwärmt den Grünschiefer in einem kleinen Bruch östlich von Halbendorf.

Die Thonschiefer dieser Zone sind im Allgemeinen dickschiefrig und durch einen reichlichen Gehalt an Quarzkörnchen härter als die Thonschiefer der anderen Zonen. Wenn Chlorit und Epidot sich an der Zusammensetzung des Gesteins betheiligen, so kann der Thonschiefer einem Grünschiefer wohl ähnlich werden, er ist aber dann, wie am Hofberge und am Stangenberge [1]) durch seinen Quarzgehalt deutlich körnig und dadurch vom Grünschiefer zu unterscheiden. Kohlereiche Schiefervarietäten finden sich in dem alten Welkersdorfer Kalkbruch und bei Husdorf; hier bestehen sie aus dünnen Lamellen feiner Quarzkörnchen und kohliger Bestandtheile und sind demnach Anthracit-, nicht Alaunschiefer. [2]) Nur an einer Stelle wurde in dem westlichen Thonschieferzuge dieser Zone ein dem Grünschiefer ähnliches Gestein angetroffen und zwar westlich vom oberen Ende von Schmottseifen, wo es in Verbindung mit einem Eisenglimmerschiefer auftritt, der vorherrschend aus Eisenglanzschüppchen besteht und bergmännisch gewonnen wird.

Kalklager von geringer Mächtigkeit treten in grösserer Anzahl im Thoschiefer, seltener auch im Grünschiefer dieser Zone auf. Sie bestehen aus schwachen Bänken und sind meist von Kalkschiefern begleitet; diese sind dünnschichtige Kalkgesteine mit feinen Glimmerschüppchen auf den Schichtflächen. Was die Verbreitung der Kalke anlangt, so sind noch zwei parallele Lager in dem Thale westlich von Unter-Wünschendorf auf der geologischen Karte nachzutragen. In dem südlicheren dieser beiden Kalklager kommen unregelmässige, grossspathige, weissliche bis ziegelrothe Massen von Braunspath, sowie eiszapfenähnliche Quarzconcretionen vor. Zuweilen nimmt gelblicher, feinkörniger Dolomit oder Quarz in krystalli-

---

[1]) Kalkowsky, a. a. O. pag. 105 u. 106.

[2]) J. Roth, a. a. O. pag. 35.

nischen Partieen die Stelle des Kalkes ein, wie dies am deutlichsten in den Kalkbrüchen zwischen Louisendorf und Friedrichshöhe bei Löwenberg zu beobachten ist.

Von diesem stets mit Kalk zusammen vorkommenden Quarzfels ist der in selbstständigen Lagern auftretende Quarzit der Talken- und Blausteine im westlichen Thonschiefergebiet wohl zu unterscheiden; derselbe ist aus kleinen Quarzkörnchen von gleichen Dimensionen zusammengesetzt und geht durch schiefrige Varietäten in gewöhnlichen Thonschiefer über.

Eruptivgesteine treten in dieser Zone weniger häufig auf als in den jüngeren; es sind hier nur einige Diabaslager und Porphyrvorkommnisse zu erwähnen.

Alle die bereits von Beyrich untersuchten und in die Karte eingetragenen Grünsteine gehören dem Diabas an, so auch das westliche Vorkommen zu Ober-Seifersdorf zwischen Lauban und Löwenberg. Der früher daselbst vorhandene Aufschluss ist nicht mehr zugänglich, nur einige ausgebrachte Steinhaufen verrathen das unter dem Boden anstehende Gestein. Die petrographische Schilderung desselben kann erst weiter unten gegeben werden. An dem Steinberge von Ober-Welkersdorf fand ich den daselbst angegebenen Grünstein nicht auf. wohl aber, in einem kleinen Bruche aufgeschlossen, ein geschichtetes, schwärzlich-grünes Gestein. Kleine Plagioklastäfelchen und schmale Feldspathsäulen ohne Zwillingsstreifung setzen dasselbe zusammen, verkittet durch chloritische Substanz, die zumeist durch massenhafte, in Streifen angeordnete, kleinste opake Eisenkörnchen getrübt ist; auch Hämatitblättchen und glimmerartige Flimmerchen sind verbreitet; zahlreiche rhomboëdrische Höhlungen mit Füllung von Kalk und Brauneisen erscheinen makroskopisch als rothe Pünktchen. Das Gestein ist den später zu besprechenden Schalsteinen sehr ähnlich, und es ist wohl möglich, dass Diabas in seiner unmittelbaren Nähe ansteht, mir aber wegen der Ungunst der zeitweiligen Aufschlüsse entgangen ist.

Nach einer Mittheilung des Herrn Kantor Dressler in Löwenberg kommt Grünstein auch weiter östlich in grossen losen Blöcken an der Geisauer Strasse zwischen Ober-Welkersdorf und der Neu-Hagendorfer Försterei vor. Ich fand daselbst ein schwärzlich-grünes, bereits sehr zersetztes Gestein; chloritische Substanz, glimmerartige Flimmerchen, Magneteisen in zahlreichen Körnern und Leisten, sehr zersetzter Plagioklas und mehr oder minder trübe Epidotkörner sind seine unter dem Mikroskop erkennbaren Bestandtheile.

Mitten im Grünschiefer ist ein Diabaslager durch ausgewitterte grosse Blöcke östlich von der Kirche in Streckenbach angedeutet; ein anderes steht auf einer Höhe westlich

vom Südende von Ober-Würgsdorf an. Von abweichendem Habitus ist das schwarze Gestein vom Röhrigsberge bei Jannowitz[1]) an der Grenze der Grünschiefer gegen die Hornblendeschiefer. Unter den Bestandtheilen herrscht im Dünnschliff farbloser Augit vor, der (Taf. XXIX. Fig. 3) von breiten Bändern gleichfalls farbloser Uralitfasern durchsetzt ist. Er zeigt meist unregelmässige Sprünge und ist häufig in Körner aufgelöst; seine Polarisationsfarben sind fahl im Gegensatz zum Uralit, der im polarisirten Lichte in hellen Farben aufleuchtet. Stellenweise ist es möglich, an Querschnitten solcher Uralitfaseraggregate die Hornblendespaltbarkeit zu constatiren. Zwischen diese Bestandtheile ist nun massenhaft opakes Eisenerz eingestreut, welches die dunkle Färbung des Gesteins veranlasst. Chloritische Substanz trifft man nur in zerstreuten Schüppchen an; an einzelnen Stellen sind hellfarbene Putzen von geringen Dimensionen und denselben lebhafte Polarisationsfarben wie der Uralit dicht gehäuft. Trotz dieses abweichenden Verhaltens muss dieses offenbar sehr zersetzte Gestein doch für eine Modification des Diabases gehalten werden.

Die Porphyre dieser Zone sind meist der Verwitterung sehr anheimgefallen und bilden daher kaum hervorragende Felspartieen, sondern nur lose ausgewitterte Blöcke deuten ihre Verbreitung an. Hierher gehört der Porphyr von Welkersdorf, an der Grenze der Zone gegen das Rothliegende. Der Umstand, dass derselbe im Thonschiefer eingeschlossen ist und mit demselben gemeinsames Streichen erkennen lässt, weist darauf hin, dass er ein gleichalteriges Lager im Thonschiefer bildet. Ausser Quarzkörnern und zersetzten Feldspathkrystallen sind in der Grundmasse zahlreiche braune, sechsseitige Glimmertäfelchen bis zu einer Grösse von 4 mm ausgeschieden. Von ganz ähnlicher Zusammensetzung ist der Porphyr zwischen Waltersdorf und Tschischdorf am rechten Boberufer.

## 2. Zone der unteren Diabase.

Die erste Zone finden wir von Berbisdorf über Nimmersath bis zu der Insel des Rothliegenden von der zweiten Zone, von einzelnen Ausnahmefällen abgesehen, concordant überlagert. Dasselbe Verhältniss findet in der Gegend von Baumgarten bis

[1]) Dies Gestein ist auf der geologischen Karte als Porphyr bezeichnet, von M. Websky und G. Rose (J. Roth, a. a. O. pag. 100) als Uralitgestein angesprochen und scheint identisch zu sein mit dem von H. Rosenbusch in: Mikrosk. Physiographie der petrographisch wichtigsten Mineralien pag. 317 erwähnten und für stark angewitterten Diabas gehaltenen „Uralitporphyr von Jannowitz".

Wiesenberg statt, wo die Grünschiefer der ersten Zone und die Schichten der zweiten gemeinsam nach SO. einfallen. Dieselbe Einfallsrichtung zeigen aber eben dieselben Gesteinsreihen nördlich von der ersten Zone in der Nähe von Bolkenhain und nordöstlich von Hohenfriedeberg, so dass hier also die zweite Zone scheinbar das Liegende der ersten bildet, ein Umstand, der sich nur durch eine starke Faltung des ganzen Schichtencomplexes erklären lässt (s. oben pag. 696). Ausser dem erstgenannten Auftreten der zweiten Zone von Berbisdorf bis Nimmersath ist dieselbe (Taf. XXX.) weiter nordwärts noch einmal von der Hohen Kullge bei Ludwigsdorf bis Ober-Leipe emporgehoben und zwar hier ebenfalls mit vorherrschendem nordöstlichen und nördlichen Einfallen. Hier tritt diese Zone mit doppelter Entwickelung der charakteristischen Gesteine auf, indem sie einen Luftsattel mit gleichsinnig einfallenden Flügeln bildet (Taf. XXX. Fig. A, wo e den südlichen und f den nördlichen Flügel des Sattels darstellen). In der Gegend von Ober-Leipe, Petersgrund und Neu-Röhrsdorf wendet sich das westöstliche Streichen dieses nördlichen Flügels nach Süden um, während der Südflügel an dieser Wendung nicht theilnimmt.

Der Thonschiefer der zweiten Zone tritt untergeordnet an zahlreichen Stellen zu Tage; grössere Partien setzt er nur in der Nähe von Lähn, nördlich von Ketschdorf, westlich von Kolbnitz und östlich und nördlich von Willmannsdorf zusammen. Auch dieser Thonschiefer ist meist reich an Quarzkörnchen und deswegen hart.

Transversale Schieferung wurde nur an einer Stelle, an der Strasse von Kolbnitz nach Pombsen angetroffen. Sehr häufig, namentlich bei Ketschdorf, bricht der Thonschiefer in langen, parallelepipedischen Stücken.

Eine bemerkenswerthe Veränderung ist mit dem Thonschiefer in der Nähe von Diabas- und Porphyrlagern bei Alt-Schönau und Nieder-Kauffung vor sich gegangen. Der ausgezeichnet blättrige Thonschiefer wird in geringer Entfernung (2 m) von dem Eruptivgestein schwieriger schiefrig und erscheint schliesslich ganz ungeschichtet, lässt sich jedoch nach verschiedenen Richtungen spalten und behält auf den Spaltflächen den eigenthümlichen glimmerigen Glanz bei; zuletzt enthält er sehr zahlreiche ockrige Pünktchen, die unter dem Mikroskop als rhomboëdrische Höhlungen mit Kalk und Brauneisen erscheinen. [1] Zwischen solchem veränderten Schiefer und dem Diabas vom Raubschloss bei Nieder-Kauffung ist noch ein

[1]) Dieselben kommen auch sonst im Gebiet vor. Nach Kalkowsky, a. a. O. pag. 113 rühren sie wahrscheinlich von Spatheisenstein her.

anderes, dem Anschein nach ungeschichtetes Gestein entwickelt, das möglicherweise nicht mehr zum Thonschiefer, sondern zu dem Diabas gehört. Grosskörnige Feldspäthe, stellenweise mit Zwillingsstreifung, dieselben Kalk- und Brauneisenanhäufungen von rhombischem Durchschnitt, zahlreiche glimmerartige Putzen und feine chloritische Substanz sind seine Bestandtheile. Dieselbe enthält häufig kleine farblose Nädelchen, die parallel dem Nicolhauptschnitt dunkel werden. Sie erscheinen unter dem Mikroskop in drei Richtungen unter ungefähr 60° zu einander angeordnet, und werden deshalb als Rutil zu deuten sein.

Auch die zweite Zone enthält ein Quarzitlager in dem Kaltenstein in Gieshübel bei Lähn, das in jeder Beziehung denjenigen vom Talken- und Blaustein zu vergleichen ist. Derselben Zone gehören eine Reihe quarziger Schiefer an, die stellenweise nur schwierig eine Schieferung, eine Schichtung aber stets deutlich wahrnehmen lassen; sie bestehen aus fast reihenförmig angeordneten feinsten Quarzkörnchen, sehr zahlreichen kleinen Glimmerschüppchen, auch einzelnen grösseren Muscovitblättchen und sind durch mulmige Substanz und opake Eisenerzkörnchen vielfach getrübt. Ein solches Gestein ist der dunkle Schiefer, der in mehreren Felsen westlich vom Porphyr der Hundsgrotte zwischen Ludwigsdorf und Flachenseifen ansteht. Auch die zahlreichen hellfarbigen Gesteinsbrocken, die auf den Höhen östlich von der Hohen Kullge und besonders zahlreich auf dem Rücken des Freudenberges bei Tiefhartmannsdorf ausgewittert sind und ausser Quarz auch noch zahlreiche Epidotkörnchen enthalten, gehören hierher. Alle diese Gesteine führen auf Klüften häufig Quarzkrystalle.

Von hervorragender Bedeutung für diese Zone sind die Eruptivgesteine und zwar treten auch hier wieder Diabase und Porphyre, ausserdem auch Diorit auf. Unter diesen wiederum ist Diabas weitaus am verbreitetsten. Wo die Beziehungen desselben zu dem umschliessenden Gestein klargelegt sind, ist stets ein Auftreten des Diabases in Lagern beobachtet worden. Dieselben, mehr oder weniger mächtig, durchschwärmen in grösserer oder geringerer Häufigkeit gewisse Theile dieser Zone, mantelförmig von gewöhnlichen Thonschiefern oder Schalsteinen umhüllt. Da letztere oft eine nicht geringere Festigkeit besitzen als die Diabase, so ragen die stellenweise dichtgedrängten Lager derselben, mit einander durch Schalsteine verbunden, bei steiler Schichtenstellung über den abgewitterten Thonschiefer empor. Das Auftreten von Diabaslagern von geringerer Mächtigkeit (0,30 — 1,00 m) ist nur an vereinzelten Stellen, wie in dem Bruch östlich vom nördlichen Ende von Würgsdorf bei Bolkenhain klar zu stellen. Es wechseln hier dünne Lagen von grünen, blättrig-schuppigen

Schiefern mit den schwachen, lenticulär erscheinenden oder mehrfach wellenförmig eingebuchteten Diabaslagern (Taf. XXIX. Fig. 1). Wo der Diabas an die Oberfläche tritt, ist er meist stark angewittert; an vielen Stellen ist sein Vorkommen nur durch umhergestreute, lose Blöcke angedeutet.

Die Hauptbestandtheile dieser Diabase sind Plagioklas, Augit, chloritische Substanz, Hornblende, opakes Eisenerz, das sich in einzelnen Fällen als Magnetit, meist aber als Titaneisen deuten lässt, und Eisenkies. Ihre Structur ist äusserst wechselnd; sie durchlaufen alle Stadien von völlig dichtem bis grobkörnigem Gefüge; sehr häufig erscheinen sie porphyrisch, indem Augit oder Feldspath oder beide in grösseren Krystallen ausgeschieden sind. Im Allgemeinen sind die Diabase einer weit vorgeschrittenen Zersetzung anheimgefallen, so dass die beiden Hauptbestandtheile selten frisch anzutreffen, manchmal sogar ganz verschwunden sind; an ihre Stelle tritt dann ein körniges Gemenge secundärer Substanzen wie Kalk, Quarz, Epidot, Eisenerze und chloritische Schüppchen.

Der Feldspath-Bestandtheil weicht, soweit eine Beurtheilung bei der meist weit vorgeschrittenen Zersetzung möglich ist, in seinem Verhalten kaum von dem sonst bekannten ab. Bei den dichten Diabasen tritt er in kleinen Säulen von meist regelloser, selten fluidaler oder strahliger Anordnung auf. Häufig sind die Krystalle Zwillinge, in vielen Fällen lässt sich aber ihre Plagioklasnatur nicht constatiren. Andererseits kommen Tafeln, die dem Augit an Grösse nicht nachstehen und deutliche Zwillingsstreifung aufweisen, sehr oft als porphyrische Einsprenglinge vor. Die Zersetzung scheint bei den Feldspäthen verschiedene Wege einzuschlagen. Die kleinen Säulen sieht man fast stets durch wolkige, krümliche Bestandtheile und zwar zumeist in der Mitte getrübt. Eigenthümlicherweise bleiben hierbei einzelne Streifen der Feldspathsubstanz von der Trübung frei, so dass die Säulen leiterförmig durchbrochen erscheinen (Taf. XXIX. Fig. 6). Manche porphyrisch ausgesonderten Feldspäthe sind so angefüllt von kleinen drusigen, wohl aus Quarz bestehenden Blidungen, feinsten Glimmerblättchen und von Kalk, der ohne regelmässige Begrenzung in die Krystalle hineinragt, dass die Bestimmung des Feldspaths nicht mehr möglich ist. Besonders häufig aber tritt bei grossen Feldspathtafeln der Fall ein, dass sie von chloritischer Substanz in Streifen von grösserer oder geringerer Breite durchsetzt werden, die ungefähr rechtwinklig zu einander verlaufen und dadurch den Feldspath in ein Maschennetz auflösen. In einzelnen Fällen endlich hat eine Umwandlung des Feldspaths in Epidot stattgefunden. Wieder zumeist in der Mitte

der Säulen beobachtet man die hellgrünlich-gelben Massen desselben, die stellenweise auch den Gesammtraum der Feldspathkrystalle einnehmen.

Der Augit erscheint in denjenigen Diabasvarietäten, in welchen er porphyrisch ausgeschieden ist und der Feldspath mehr zurücktritt, in deutlich begrenzten Krystallen; da die Zersetzung derselben jedoch zumeist in der Längsaxe erfolgt, so ist die Endigung oft nicht mehr erkennbar. Herrscht der Feldspath vor, so bedingt dieser die Form der Augite, indem seine Säulen in dieselben hineinragen oder sie keilförmig einschliessen. Dieses Verhältniss findet bei den dichten Diabasen statt. Die Farbe des Augits ist schwarz oder bräunlich, unter dem Mikroskop bräunlich-gelb, stellenweise mit einen Stich in's schwach Rosafarbene oder Violettbräunliche. Dichroismus ist in einzelnen Fällen, besonders bei lebhafterer Färbung, erkennbar; in letzterem Falle sind auch die Polarisationsfarben lebhaft. Farblosen Augit sah ich nur in dem Diabas vom Röhrigsberge bei Jannowitz.[1] Ausser den bei dem Augit gewöhnlichen Sprüngen kommen noch ungefähr senkrecht zur Längsaxe schwach bogenförmig verlaufende und wie gekörnelt erscheinende Risse hinzu. Dieselben sind oft, besonders an den Enden der Krystalle so dicht gedrängt, dass von der frischen Augitsubstanz daselbst nichts mehr wahrzunehmen ist (Taf. XXIX. Fig. 2). Zuweilen fanden sich Hohlräume im Augit, meist rundlicher, selten polygonaler Umgrenzung, mulmige Substanz oder opake Körner umschliessend. Einmal, in dem Diabas von Alt-Schönau, beobachtete ich feine, schwarze Leistchen in zwei Systemen, die sich unter 80° schneiden. Alle übrigen scheinbaren Einschlüsse, aus Chlorit und Hornblende bestehend, treten meist in Form von Querbändern auf und rühren von der Umsetzung der Augitsubstanz her. Die Umwandlungsproducte derselben sind sehr mannichfach; man erkennt sie allemal daran, dass sie die Form des Augits beibehalten und in ihrem Innern meistens Reste desselben als einzelne, optisch gleich orientirte Körner enthalten. Zu diesen Umwandlungsproducten gehören chloritische Substanz, Uralit und gewöhnliche Hornblende.

Die chloritische Substanz tritt meist als äusserst feine hellgrüne Masse ohne Dichroismus auf; Doppeltbrechung ist kaum zu bemerken, höchstens ein schwacher blauer oder brauner Schein bei gekreuzten Nicols. Auf allen Rissen und Spalten, besonders am Rande der Augitkrystalle findet sich diese Substanz und ist zuweilen so ausgebreitet, dass sie die einzelnen Individuen in mehrere Theile zerlegt. Häufig erkennt

---

[1]) Siehe oben pag. 699.

man in der grünen Substanz eine strahlige Structur, aber weder Dichroismus noch Polarisationsfarben sind alsdann besonders lebhaft.

Der Uralit ist nur in dem Gestein vom Röhrigsberge farblos, sonst von einer ähnlichen grünen Farbe wie die chloritische Substanz, von welcher er sich durch deutlichen Pleochroismus und im Allgemeinen hellere Polarisationsfarben unterscheidet und in deren fasrigen Aggregaten er zuweilen regellos untermischt vorkommt. In den typischen Diabasen sind selten ganze Augitindividuen in Uralit umgewandelt, wie z. B. bei Alt-Schönau, häufiger ist dies bei den Schalsteinen der Fall; fast immer sind dann die parallelfasrigen Uralitpartieen von chloritischen Streifen senkrecht zur Faserung durchsetzt.

Die Hornblende erscheint unter dem Mikroskop selten grün, meist blau.[1]) Der Pleochroismus derselben ist sehr lebhaft; die Farben der Lichtstrahlen, welche parallel den Elasticitätsaxen c, b, a schwingen, sind: tiefblau, bläulichviolett, hellgelblich. In vielen Fällen sind die Hornblendesäulen mit dem Augit parallel mit dessen Axe c verwachsen; andererseits erscheinen sie von grösseren oder geringeren Dimensionen, unregelmässig in die chloritische Substanz eingestreut oder in Calcit eingebettet, der in den Diabassen nicht selten Körnchen offenbar secundärer Entstehung bildet. In einzelnen Fällen (Goldberg) setzt die Hornblende als blaues Band durch grössere Augitkrystalle hindurch. Im Allgemeinen scheint das Vorkommen dieser blauen Hornblende in den Diabasen auf die körnigen Varietäten beschränkt zu sein. Eigenthümlich ist das Zusammenvorkommen von blauer und brauer Hornblende, welch' letztere weniger deutlich die die Spaltbarkeit andeutende Längsfaserung zeigt. Die Begrenzung beider Arten gegeneinander ist scharf, ohne irgendwie regelmässig zu sein. Bemerkenswerth erscheint ein Querschnitt (Taf. XXIX. Fig. 4), bei welchem eine braune Lamelle in blaue Hornblende hineingeschoben ist und die die Spaltbarkeit andeutenden Risse durch beide Arten hindurchsetzen. Die braune Hornblende ist nur auf einige Punkte bei Alt-Schönau und Nieder-Kauffung beschränkt. Da die Hornblende ebenso wie der Uralit stellenweise noch Augitreste (Taf. XXIX. Fig. 5) umschliesst, auch sonst oft an den Augit gebunden ist, indem sie ihn in Querbändern durchsetzt oder den Krystallen parallel der Axe c anhaftet, und sie ferner in den Kalkkörnchen und der chloritischen Substanz

---

[1]) Blaue, glaukophanartige Hornblende erwähnt Rosenbusch bei den Diabasen nicht, wohl aber kennt er sie aus dem Glimmersyenit von Wackenbach (Mikrosk. Physiographie d. mass. Gesteine pag. 123). — Kalkowsky (a. a. O. pag. 99) erwähnt sie bei seinen grünen Schiefern von Ludwigsdorf.

der Diabasgrundmasse eingewachsen vorkommt, welche beide secundärer Entstehung sind, so kann man wohl mit Recht auch auf die secundäre Entstehung dieser Hornblende schliessen. Diese selbst zeigt öfters grüne Flecken ohne Dichroismus und mit fahlen Polarisationsfarben, was auf eine Umsetzung in chloritische Substanz deutet. Demnach scheint der Augit folgende Umwandlungsreihen durchzumachen: Augit-chloritische Substanz, Augit-Uralit-chloritische Substanz, Augit-blaue Hornblende-chloritische Substanz. An zwei Punkten bei Nieder-Kauffung bemerkte ich nun noch eine Zersetzungsform des Augits, die bereits mit blossem Auge wohl erkennbar ist; an Stelle der 10 mm grossen Krystalle befindet sich eine hellgraubräunliche Substanz, die sich unter dem Mikroskop als ein feinkörniges, farbloses Aggregat erweist und mit Säuren betupft lebhaft aufbraust, demnach also zum grössten Theil Kalk sein dürfte.

Ein fernerer, gleichfalls wichtiger Bestandtheil der Diabase ist ein opakes und zwar schwarzes Eisenerz, das manchmal Eisenglanz ist, wie man unter dem Mikroskop an dem Reflex der Spaltflächen [1]) erkennen kann, an der Form sich zuweilen als Magnetit, sehr oft indess als Titaneisen bestimmen lässt und zwar durch seine eigenthümliche Anordnung zu winkeligen Figuren und durch sein muthmaassliches Verwitterungsproduct und fast steten Begleiter, den Leukoxen GÜMBEL's. Grössere Partieen desselben grenzen nicht selten gradlinig gegen Augit oder werden auch von diesem umschlossen (Taf. XXIX. Fig. 7). In dem relativen Verhältniss zwischen Titaneisen und Leukoxen kann man alle möglichen Stadien beobachten. Zunächst bildet derselbe nur einen schmalen graulichen Saum um das opake Erz, weiterhin sieht man dieses in winkeligen Leisten den Leukoxen durchsetzen, dann sind auch diese verschwunden und an ihrer Stelle erscheinen hellere, durchscheinende Striche in der trüben Leucoxensubstanz; schliesslich sind auch die hellen Streifen nicht mehr erkennbar und es ist nur die im auffallenden Lichte röthlich-weisse Masse vorhanden. die sich am Rande in deutlich doppeltbrechende, feinste Körnchen auflöst. Sehr häufig sind opake Eisenkörnchen von einem Rande unregelmässiger, tiefroth durchscheinender Fetzen von Hämatit umgeben; feine Schüppchen desselben erfüllen auch häufig selbstständig das Gestein, oft in Wolken oder Schnüre zusammengedrängt. In allen Diabasen mit Augiteinsprenglingen wurde auch Apatit in grossen Säulen, meist quer in Tafeln zerbrochen, gefunden.

Als wohl durchweg secundäre Bestandtheile sind Quarz,

[1]) KALKOWSKY, a. a. O. pag. 107.

Calcit und Epidot zu erwähnen; letzterer kommt sowohl in grossen grünen Körnern mit den die Spaltbarkeit andeutenden Rissen, als auch, und zwar dies viel häufiger, in kleinen, grünlich-gelben, schwach aber deutlich dichroitischen Körnern vor. Auch zahlreiche Anhäufungen kleinster, doppeltbrechender Körnchen möchte ich ihrem ganzen Verhalten nach für Epidot ansehen, wie dies KALKOWSKY[1]) bei gleichen Vorkommnissen in seinen grünen Schiefern ebenfalls thut. Eigenthümlich wurmförmig gekrümmte, durch Querspalten in Tafeln zerfallende Gebilde von grüner Farbe sind an einigen Punkten (Nieder-Leipe) zwischen grossen Feldspäthen und secundären Quarzkörnchen angehäuft, ragen auch wohl in diese hinein und können kaum für etwas anderes als für Chlorit gehalten werden (Taf. XXIX. Fig. 8). An manchen Orten enthält der Diabas mehr oder minder dicht gedrängte Kalkmandeln, die, wie unter dem Mikroskop zu erkennen, gegen den Rand hin stellenweise Quarz, in der Mitte aber Epidot, Chlorit, blaue Hornblende oder feinstrahlige, grünliche Hornblende enthalten.

Das westlichste Diabasvorkommen in dieser Zone ist der von BEYRICH bereits ebenfalls verzeichnete Grünsteinzug von Lähnhaus. Obgleich die Zähigkeit und Härte, sowie die stellenweise feinkörnige Beschaffenheit des Gesteins demselben ein frisches Aussehen verleihen, ist doch ebenfalls eine weitgehende Zersetzung mit ihm vorgegangen; es besteht hauptsächlich aus einem feinkörnigen Gemenge von Quarz, Kalk und wenig Feldspath, eingebettet in chloritische Substanz, die von opaken Eisenerzleistchen und massenhaft angehäuften kleinen, meist trüben Epidotkörnchen ganz erfüllt ist. In dem Diabas nördlich von Flachenseifen sehen die grossen Augitkrystalle unter dem Mikroskop durch die in denselben hineinragenden Feldspathleisten wie zerhackt aus. Letztere sind meist zersetzt und ihr Raum von chloritischer Substanz erfüllt. Opake Eisenerzkörnchen sind eingestreut, und Quarz durchzieht in zahlreichen Schnüren das Gestein. Verfolgt man nun diese durch die bisher erwähnten Diabaszüge ausgezeichnete Zone weiter nach SO., so gelangt man an weitere Diabaslager, die bis jetzt nicht bekannt gewesen sind. Ein wenig ausgezeichneter, dichter Diabas, dessen in chloritische Substanz umgewandelte Augitindividuen als feinschuppige, dunkelgrüne Flecken erscheinen, steht an der Spitze des Butterberges südlich von Tiefhartmannsdorf an.

Das nächste massige Gestein traf ich am Südabhange des Kitzelberges, an dem Wege der von Ober-Kauffung nach Kammerswaldau führt. Plagioklas ist darin deutlich

[1]) a. a. O. pag. 99.

wahrnehmbar, aber in der Vertheilung und Anordnung, in der man sonst den Augit im Diabas antrifft, erblickt man, wenigstens in den untersuchten Handstücken, Epidotkörner von mehreren Millimetern Grösse, die unter dem Mikroskop starke parallele Risse und grüne, trübe Färbung zeigen, welche im polarisirten Lichte kaum lebhafter erscheint. Die reichlich vertretene chloritische Substanz ist von zahlreichen grünen und blauen Hornblendesäulchen durchspickt und enthält Epidotkörnchen von der gewöhnlichen Beschaffenheit. Auch die Leukoxenmassen, immer mit scharfen, meist auch geradlinigen Grenzen gegen den Epidot enthalten keinen Ilmenit mehr und sind am Rande feinkörnig aufgelöst. Südlich von jenem Punkte, in der Seife bei Ober-Kauffung stehen hohe, z. Th. aus Diabas, z. Th. aus Schalstein bestehende Felsen an, welch' letzterer dieselbe Zusammensetzung zeigt wie jener und wohl identisch ist mit KALKOWSKY's [1]) Grünschiefer aus dem Dorfe Seife; die petrographische Beschreibung desselben habe ich im Ganzen bestätigt gefunden, nur konnte ich mich von der Berechtigung seiner Ansicht über die primäre Natur der Hornblende nicht überzeugen. Eine besonders ausgezeichnete Varietät des Diabases tritt in einem westöstlich streichenden Zuge von Klippen östlich von der Kirche in Seitendorf zu Tage. In einer dichten, lauchgrünen Grundmasse sind an 2 mm grosse, bräunliche Augitkrystalle porphyrisch ausgeschieden. Feldspath ist unter dem Mikroskop selten, und unzersetzt gar nicht wahrzunehmen. Von gleicher Beschaffenheit, aber noch weniger frisch ist der Diabas, der in mehreren gedrängten Lagern eine nordsüdlich streichende Felsenreihe westlich von Neu-Röhrsdorf und Petersgrund bildet. Eine andere durch 8—10 mm grosse Augitkrystalle ausgezeichnete Varietät ist in einer grossen Anzahl mehr oder weniger mächtiger Lager in der Umgebung von Alt-Schönau und Nieder-Kauffung verbreitet. Sie ist zugleich durch das starke Zurücktreten des Feldspaths eigenthümlich charakterisirt, sowie durch den reichen Gehalt an blauer und brauner Hornblende, an Apatitsäulchen und grossen Leukoxenputzen. Dieselbe Zusammensetzung zeigt der Diabas von Seifersdorf bei Lauban aus der ersten Zone. Bis jetzt sind in der Umgebung von Kauffung folgende Lager aufgefunden worden: An dem Feldwege, der am linken Katzbachgehänge von Alt-Schönau zu der grossen Holzmühle führt, also etwa von der Nordgrenze dieses Gebietstheiles bis zu dem auf der geologischen Karte daselbst verzeichneten Porphyr treten 3 Lager auf; das nördlichste ist nur 2, die beiden anderen 10 resp. 15 m mächtig. Von gleicher Mächtigkeit sind zwei Diabas-

---

[1]) a. a. O. pag. 110.

lager am „Letzten Heller“ zwischen Alt-Schönau und Nieder-Kauffung. Weitere Lager finden sich weiter oberhalb am westlichen Thalgehänge bei dem untersten Hause von Nieder-Kauffung, ebenso am „Raubschloss“, einer am Lauterbach gelegenen und zu Nieder-Kauffung gehörigen Ruine; ferner in den beiden nach Osten zu sich erstreckenden Höhen beim Letzten Heller südlich von Klein-Helmsdorf und auf der Kuppe südlich zunächst von der östlicheren dieser beiden Höhen. Weniger gross sind die Augitkrystalle des Diabases am Südostfuss des Freudenberges, nördlich vom Ostende von Tiefhartmannsdorf. Dichte Diabase sind aufgeschlossen in der Höhe zwischen Johannisthal und Retschinau, nordwestlich vom Freudenberge, ferner am rechten Katzbachgehänge dem kleinen Mühlberg gegenüber und südlich vom Ostende von Klein-Helmsdorf. Weiter ostwärts kurz vor Leipe, südlich von den alten Kalkbrüchen daselbst steht in geringfügigen Aufschlüssen ein Diabas mit etwas grösseren Augitkrystallen an. Isolirt erscheinen die Lager an der Strasse von Neu- nach Ober-Röhrsdorf, wo dieselbe den höchsten Punkt der Berge überschreitet, und unmittelbar oberhalb Ober-Röhrsdorf; das Gestein derselben gehört zum Typus des Seitendorfer Diabases; bei Nimmersath, an der Chaussee bei Bolkenhain steht dichter Diabas an. In grösserer Häufigkeit trifft man denselben wieder in der Gegend von Bolkenhain und zwar in dem Bruche am Nordfusse der Bolkoburg, in den Felsen des Wilhelmsberges und östlich vom nördlichen Ende von Würgsdorf. Die Diabase daselbst sind dicht oder sehr feinkörnig und aus kleinen Feldspathsäulen mit zwischengeklemmten Augitkörnern zusammengesetzt; diese sind meist trübe und dunkelfarbig, ebenso wie der Feldspath selten unzersetzt ist. Ausserdem kommen massenhafte Epidotkörnchen, Kalk, Hämatit, opakes Eisenerz, auch wohl blaue Hornblende dazu. An der Bolkoburg ist das Gestein mandelsteinartig ausgebildet, indem kleine Kalkknöllchen, grün durch eingestreute Chloritblättchen oder roth durch zahlreiche Hämatitschüppchen, ausgeschieden sind. Dieselben dichten Diabase stehen weiterhin an den westlichen Abhängen des Thales von Baumgarten, an der Nordgrenze gegen den dort tief einschneidenden Busen des Rothliegenden und etwas weiter oberhalb am Ostgehänge, wo die vom Kuhberge herabströmenden Bäche eine tiefe Schlucht in den Diabas und Schalstein gegraben haben, an. Körniger Diabas mit Augit und grossen Plagioklastafeln ragt in niedrigen Klippen aus dem Windmühlenberge östlich von dem Schloss in Nieder-Baumgarten hervor.

Ein sehr frischer Diabas, dessen Gemengtheile klar und rein sind, wie es sonst kaum wieder anzutreffen ist, und das

auch mandelsteinartige Ausbildung zeigt, findet sich an den Abhängen der ersten Höhe des Thonschiefergebietes an der Chaussee von Freiburg nach Hohenfriedeberg. Massige Gesteine stehen sonst in jener Gegend bis nach Kauder an vielen Stellen an, sie lassen sich aber wegen der meist weit vorgeschrittenen Zersetzung nicht immer sicher bestimmen. Derartige Gesteine finden sich westlich von Ober-Quolsdorf, in einem Seitenthal, das oberhalb des Gasthauses in das Hauptthal mündet; westlich und noch ausgebreiteter östlich von der Strasse zwischen Quolsdorf und Wiesenberg; in den Höhen südlich von Hohenfriedeberg, zwischen dem Striegauer Wasser und der Chaussee nach Freiburg und an derselben Strasse noch an mehreren Punkten bis Möhnersdorf. Ferner östlich vom nördlichen Ende von Neu- und am südöstlichen Ende von Hohen-Petersdorf, in Klippen südlich von der Siegeshöhe bei Hohenfriedeberg und am Höhenberge bei Kauder.

In dem Theile des Gebietes zwischen Schönau, Goldberg und Jauer besitzen die Diabase ebenfalls eine sehr ausgedehnte Verbreitung; ihre Zusammensetzung weicht kaum von derjenigen der übrigen, bereits geschilderten ab; im Allgemeinen sind sie mehr oder weniger feinkörnig, indem Feldspath und Augit sich gleichmässig an der Zusammensetzung betheiligen. Der ganze Südrand dieses Gebietstheiles, der sich steil aus der Ebene erhebt, besteht fast nur aus Diabasen; nur an einzelnen Punkten, wie am Mühlberg nördlich von Langen-Hellwigsdorf, erscheinen zwischengelagerte, geschichtete Gesteine. Diabas herrscht ferner vor in der Gegend von Gross- und Klein-Neudorf, Siebenhuben, Gräbel, Klonitz, Jakobsdorf, Moisdorf; besonders ausgedehnte Aufschlüsse in dichtem Diabas befinden sich in dem von Jägerndorf bis Moisdorf sich erstreckenden Kirchbachthale, besonders am Tilleborn bei Jakobsdorf. An der ganzen Ostgrenze gegen das Diluvium trifft man fast nur Diabasgeschiebe an, während anstehende Gesteine daselbst nur selten zu finden sind. Sehr verwitterter Diabas steht im Strassengraben von Ober-Kolbnitz und an dem Wege von diesem Dorfe nach Georgenberg an. Ein ausgezeichnet frisches Gestein von bläulich-grüner Farbe mit schwarzen, körnigschuppigen Partieen, aus grossen Plagioklastafeln und kleinen Augitkörnern bestehend, ist in einem Steinbruch an der Strasse von Kolbnitz nach Pombsen südwestlich vom Oelsberge aufgeschlossen. Weiter nach NO. trifft man nun noch Diabase bei Ober-Pombsen und Willmannsdorf, dieselben nehmen aber an Häufigkeit des Auftretens immer mehr ab; bei Hasel trifft man nur auf dem Kalkofenberge einzelne grosse lose Blöcke an, während dort überall der Thonschiefer vorherrscht.

Bei Goldberg ist der Diabas nicht, wie auf der geolo-

gischen Karte verzeichnet ist, auf das linke Ufer beschränkt, sondern auch die Felsen am rechten Ufer aus der Gegend der alten Stollenmundlöcher bestehen aus demselben; während aber dieser dicht und sehr zersetzt ist, lässt jener Augitkrystalle, sparsame blaue Hornblende und porphyrisch ausgeschiedene Plagioklastafeln erkennen.

Schliesslich ist hier noch der Diabas von Schönfeld [1]) bei Bunzlau zu erwähnen, der in die Verlängerung der ungefähren Streichungsrichtung der Diabase von Willmannsdorf, Hasel und Goldberg zu liegen kommt; ich hatte ihn nur in Schliffen und Handstücken des Breslauer mineralogischen Museums zu untersuchen Gelegenheit. Petrographisch zeigt er insofern eine Eigenthümlichkeit, als in einer aus kleinen gedrängten Feldspathsäulen, Epidotkörnchen und chloritischen Substanz bestehenden dichten Grundmasse grosse Plagioklastafeln und Augitkrystalle ausgeschieden sind. Von gleichem geologischen Auftreten wie der Diabas dieser Zone ist der Diorit.

An den westlichen Abhängen des ersten Berges auf dem Thonschiefergebiete an der Chaussee von Freiburg nach Hohenfriedeberg finden sich zahlreiche Felsen und Geschiebe eines Gesteins, welches schon mit blossem Auge als ein körniges Gemenge eines röthlichen Feldspaths und eines schwarzen Minerals erkennbar ist, welches sich unter dem Mikroskop als Hornblende erweist. Plagioklas bildet den Hauptbestandtheil, jedoch ist Orthoklas nicht ausgeschlossen, und Hornblende, in fasrigen Partieen von grüner Farbe mit fahl bräunlichen oder bläulichen Flecken, erscheint ähnlich wie der Augit mancher Diabase nur als Ausfüllung der Lücken zwischen den Feldspäthen. Bei der Zersetzung des Gesteins setzt sich chloritische Substanz in allen Spalten fest und an Stelle der Hornblende erscheint Epidot in einzelnen Körnern. Dadurch wird die Structur des Gesteins verwischt, es erscheint grün und dicht, so dass man es mit blossem Auge von Diabas nicht mehr unterscheiden kann, wie in den grossen Brüchen am Hoppeberge nördlich von Fröhlichsdorf und in Felsen nordwärts davon, weiter aufwärts im Fröhlichsdorfer Thale. Der frischere Diorit führt Leukoxen mit Ilmenitleisten, in derselben Weise, wie diese Mineralien bei dem typischen Diabas vorkommen.

Im Anschluss an den Diabas dieser Zone sollen nunmehr einige geschichtete Gesteine Erwähnung finden, die in einem engen, wohl nicht nur örtlichen, sondern auch genetischen Zusammenhange mit jenem stehen. Es sind dies die Schalsteine, die einen von dem der gewöhnlichen Schiefer abweichenden Habitus aufweisen und mantelartige, oft wohl auch

[1]) J. Roth, a. a. O. pag. 46.

nur einseitige Umhüllungen der Diabaslager bilden. Daraus folgt, dass man an manchen Stellen das Ausgehende von Schalsteinen treffen kann, ohne auf den begleitenden Diabas zu stossen, wenn nämlich von der Erdoberfläche nur die Hülle der Diabaslager, nicht aber auch ihr Kern durchschnitten wird. In ihrem petrographischen Verhalten weichen die verschiedenen Modificationen dieser Geleitgesteine der Diabase ausserordentlich von einander ab. Eine hervorragende, durch die schon mit blossem Auge wahrnehmbaren Augitkrystalle ausgezeichnete Abänderung ist Veranlassung gewesen, auch in Schlesien sogannte Augitschiefer zu constatiren. [1]) Was die Zusammensetzung dieser Gesteine anlangt, so braucht hier nur auf den Diabas von Alt-Schönau verwiesen zu werden, mit welchem sie alle Bestandtheile gemeinsam haben. Der einzige Unterschied besteht in der Structur. Die Augitkrystalle erscheinen meist zerbrochen und die Bruchstücke wie auseinander gezerrt, und zwar alle nach derselben Richtung; häufig sind dieselben durch Uralitfasern, parallel zur Schichtung, miteinander verbunden; in derselben Richtung sind die blauen Hornblendenadeln und grünen Fasern der chloritischen Substanz angeordnet und Apatitsäulen umgeknickt. Dieser Schalstein wechsellagert mit dem Diabas von Alt-Schönau und tritt ferner auf in Verbindung mit dem Diabas vom Letzten Heller, vom Raubschloss und den Höhen nördlich von der Vierlingskolonie bei Nieder-Kauffung, westlich von Ober-Kauffung, in den Höhen von Rodeland, am Butterberge und östlich vom Kalkbruche Tepprich bei Neu-Röhrsdorf.

Die übrigen Schalsteine enthalten keinen Augit und ähneln dem Ansehen nach den grünen Schiefern, sind aber durchgehends weniger feinkörnig als diese, indem auf dem Querbruch immer grössere Körner der Gemengtheile, besonders des Kalks, hervortreten; dieser bildet auch in den meisten Fällen grössere, knöllchenartige Anhäufungen, die, wie bei den Mandelsteindiabasen, durch Chlorit oder Hämatit gefärbt sind. Die mikroskopischen Bestandtheile sind ihrem Auftreten nach sehr wechselnd; Kalk, Quarz, Feldspath, häufig als Plagioklas bestimmbar, sind die Hauptbestandtheile dieser Schalsteine; zu den flasrigen Elementen gehören wirr strahlige, chloritische Substanz, blaue Hornblendenadeln und Glimmerschüppchen, die nun alle in verschiedenen Verhältnissen in Verbindung miteinander auftreten; nicht selten gesellen sich Epidot und opake Eisenerzkörner, stellenweise auch Leukoxen hinzu (Sommeberg bei Hohenfriedeberg). Bei den eigentlichen Grünschiefern dürften die körnigen Bestandtheile nie eine so be-

---

[1]) Diese Zeitschrift Bd. XIX. pag. 603.

deutende Rolle neben den flasrigen spielen, und unter diesen nimmt bei den Grünschiefern nicht chloritische Substanz, sondern grüne Hornblende den ersten Platz ein; blaue Hornblende, die nur aus der Diabasmasse oder von der Umsetzung der Diabasaugite herrührt, ist in den Grünschiefern nicht zu finden.

Diese zweite Schalsteinmodification hat nun eine sehr ausgedehnte Verbreitung, ist natürlich auch an Diabas gebunden und hüllt zumeist diesen sammt den Schalsteinen der ersten Art ein. Sie ist an folgenden Punkten beobachtet worden: Nördlich von Flachenseifen, an der Hohen Kullge und den Höhen östlich hiervon, Freudenberg, Höhe zwischen Retschinau und Johannisthal, oberhalb des Heilandbruches und am Wiesenberge bei Kauffung, Repprichtsberg, Mürtenstein, südlich von Klein-Helmsdorf, Butterberg, in Begleitung des Diabases von Neu-Röhrsdorf und zwischen Neu- und Ober-Röhrsdorf.

Ausgebreitet ist sein Vorkommen im südöstlichen Theil: bei Bolkenhain und Würgsdorf, Nieder-Baumgarten, Kauder, Neu-Petersdorf, Neu-Börnchen und Hohenfriedeberg.

Von gewöhnlichem Thonschiefer weniger abweichend sind die unregelmässig blättrig-schuppigen, grünen Gesteine zwischen den Diabaslagern im Dorfe Schiefer bei Lähn und vom Mühlberge nördlich von Langen-Hellwigsdorf.

Diabase und Schalsteine sind vielfach von Mineralgängen durchsetzt, die im Allgemeinen dieselben Mineralien führen. Zu diesen gehören Quarz, selten in ausgebildeten Krystallen, Kalk (Krystalle nur im Bruch von Nieder-Würgsdorf: undeutliche, kleine, spitze Skalenoëder, meist hohl und ein stumpferes Skalenoëder einschliessend), ferner gelblicher oder fleichfarbener Albit und Eisenglanzschüppchen; stellenweise treten hellbläuliche, fasrige Filze von Asbest hinzu, die die anderen Mineralien überziehen oder durchsetzen und in letzterem Falle dieselben grün färben; nicht selten finden sich auch strahlige Aggregate von Epidot. Die reichsten Fundorte dieser Mineralien sind: die Höhen zwischen Flachenseifen und Ludwigsdorf, Butterberg, der Diabas und Schalstein von Seitendorf und Neu-Röhrsdorf. Verhältnissmässig selten sind solche Gänge im südöstlichen Theile; nur östlich von Mittel-Baumgarten und bei Neu-Petersdorf wurde Albit und Epidot gefunden. Auch im nordöstlichen Gebiet fanden sich Gänge nur am Laubberg bei Gräbel und in dem Diabasbruch an der Strasse Kolbnitz-Pombsen.

In dem Diabas südlich von Neu-Röhrsdorf fanden sich neben Epidotanhäufungen ca. 1 cm lange, schwarze, glänzende Nadeln, die sich unter dem Mikroskop als Hornblende von tiefblauer Farbe erwiesen.

Ein anderes braunes oder schwärzliches Mineral von blätt-

rigem Gefüge und graulichem Strich kommt stellenweise auch auf den geschilderten Mineralgängen vor und zwar so, dass es in schmalen, blättrigen Partieen die Zwischenräume zwischen dem in Lamellen angeordneten Quarz oder Kalk oder auch zwischen den Albitkrystallen ausfüllt. Dieses Vorkommen des Minerals gleicht vollständig demjenigen des Stilpnomelan zwischen Quarz und Brauneisenstein im Diabasmandelstein von Bennisch[1]) oder dem Auftreten desselben Minerals in Nassau. Zu einer Analyse reichte das gefundene Material nicht aus; eine mikroskopische Untersuchung ergab eine völlige Uebereinstimmung in der Structur unseres Minerals und des Stilpnomelan von Bennisch; auch der starke Dichroismus liess sich bei jenem ebenso wie bei diesem wahrnehmen, nur der Farbenton ist bei diesem grünlich, bei dem niederschlesischen bräunlich. Ttotzdem erscheint die sonstige Uebereinstimmung so bedeutend, dass dieses Mineral ohne Bedenken hier als Stilpnomelan angesprochen wird. Die Fundorte desselben sind: Ein alter Diabasbruch bei den untersten Häusern von Nieder-Kauffung, Butterberg und der Diabasbruch an der Strasse zwischen Kolbnitz und Pombsen. Von den Mineralien der Erzgänge sehe ich in dieser Abhandlung unter Hinweis auf die bereits vorhandenen Angaben[2]) ab.

Von den Porphyren der zweiten Zone gleicht derjenige vom Scheitelberge bei Hohenliebenthal dem Porphyr von Welkersdorf aus der ersten Zone; ein Unterschied besteht nur darin, dass die zahlreichen grossen Glimmerblättchen bei jenem grün gefärbt sind. Der Porphyr von Emmrichsberge enthält in einer dichten Grundmasse Quarzkörner mit zugerundeten Kanten und über 5 mm grosse, völlig kaolinisirte Orthoklaskrystalle. Von anderem Habitus wie diese Gesteine ist der Porphyr von Alt-Schönau, sowie ein mit diesem identisches Gestein am rechten Katzbachgehänge in Nieder-Kauffung. Unter dem Mikroskop sind in der mikrokrystallinen Grundmasse einzelne zersetzte Feldspatheinsprenglinge von geringen Dimensionen erkennbar; ausserdem ist das Gestein von ockrigen Flecken und Höhlungen ganz erfüllt. Beide Porphyre sind dem Thonschiefer in geringer Entfernung von Diabas eingelagert. Mit dem Porphyr von Alt - Schönau ist eine Breccie von nur geringer Mächtigkeit verbunden; in der bräunlichen Grundmasse derselben sind zahlreiche bis nussgrosse, eckige Brocken eingeschlossen, unter denen besonders

---

[1]) F. Roemer, Geologie von Oberschlesien pag. 25.

[2]) v. Raumer, Das Gebirge Niederschlesiens, der Grafschaft Glatz etc. Berlin 1819. — J. Roth, a. a. O. pag. 45. — Herrm. v. Festenberg-Packisch, Der metallische Bergbau Niederschlesiens, Wien 1873.

die vom Thonschiefer herrührenden, feingefälteten Fragmente mit lebhafterem Glanze deutlich hervortreten.

Eine bemerkenswerthe Modification des Porphyrs stellt das Gestein vom Waldberge bei Ketschdorf dar. Daselbst ragt es in mehreren haushohen, im Streichen ausgedehnten Felsen aus sumpfigem Boden hervor und ist in zahlreichen Blöcken und kleineren Bruchstücken weiterhin verbreitet. Die Beschreibung in: J. Roth [1]) passt nur auf einige Partieen der westlichsten Felsen. Dieses hellfarbige Gestein, von dem a. a. O. die Rede ist, ist immer mehr oder minder gebändert und enthält in einer mikrokrystallinen Grundmasse parallel angeordnete feinste Kaliglimmerschüppchen. Meist jedoch ist das Gestein röthlich-braun und zeigt einzelne Feldspathausscheidungen; die Grundmasse besteht aus feinen Feldspathsäulchen und opakem Eisenerz in Körnern und Leisten, untermischt mit zahlreichen Hämatitblättchen. Auf den Klüften eines grossen Blockes dieses Porphyrs sind kleine Quarzkrystalle und sowohl tafel- wie kurzsäulenförmige Albitzwillinge von geringen Dimensionen, aber wasserhell und lebhaft glänzend aufgewachsen; auch Eisenglanz und filzige, aus feinen Chloritschüppchen bestehende Häute sind daselbst häufig anzutreffen.

An zwei auf der geologischen Karte nicht verzeichneten Punkten: östlich von der Seitendorfer Kirche und an der neuen Chaussee von Seitendorf nach dem Kalkbruch Tepprich, wurde noch eine andere, ebenfalls sehr bemerkenswerthe Porphyrvarietät angetroffen. Das hellgelbliche, zähe Gestein mit einzelnen kleinen ausgesonderten Quarzkörnern ist besonders an freiragenden Felsen sehr klüftig und zeigt dann auf den Flächen der unregelmässigen Spaltungsstücke einen eigenthümlichen Schimmer, der von den nur unter dem Mikroskop erkennbaren, die mikrokrystalline Grundmasse des Gesteins gänzlich anfüllenden, kleinsten, im polarisirten Licht hell leuchtenden glimmerartigen Schüppchen herrührt. Bei Neu-Röhrsdorf ist das Gestein durch einen Bruch aufgeschlossen und enthält einige Mineralgänge mit Quarz und hellfleischrothen oder auch wasserhellen Albitkrystallen.

Dasselbe Verhältniss wie zwischen Diabas und Schalstein besteht zwischen Porphyr und Sericitschiefer, indem das Vorkommen des letzteren fast immer an Porphyr gebunden ist. Einzelne Ausnahmen hiervon können auf dieselbe Weise ihre Erklärung finden, wie die ohne Diabas auftretenden Schalsteine.

Der Sericitschiefer, der von den früheren Bearbeitern des in Rede stehenden Gebirges immer als Talkschiefer an-

[1]) a. a. O. pag. 43.

gesehen worden zu sein scheint, besteht aus dünnen Lamellen einer mikrokrystallinen, hellgelblichen Grundmasse, die einzelne grössere Quarzkörnchen umschliesst; durch dünne Flasern eines gelblich-grünen Minerals mit eigenthümlichem, dem des Talkes ähnlichen Glanze wird die Schiefrigkeit des Gesteins bedingt. In dichtgedrängten Schüppchen und Flimmerchen von hellen Polarisationsfarben überzieht dieses Mineral die Schichtflächen und in zerstreuten Blättchen erscheint es auch in der porphyrartigen Grundmasse der Schieferlamellen. Dass dieses Mineral kein Talk ist, ergiebt der Löthrohrversuch mit Kobaltsolution.[1]) Ausserdem ist die Aehnlichkeit des vorliegenden Gesteins mit dem typischen Sericitschiefer von Wiesbaden in Schliff und Handstück eine so auffallende, dass die Richtigkeit der Bestimmung wohl nicht zu bezweifeln ist

In der eben geschilderten Beschaffenheit unterscheidet sich der Sericitschiefer von dem Porphyr von Seitendorf und Neu-Röhrsdorf nur in der Structur, und es ist sehr wohl wahrscheinlich, dass die an der Zusammensetzung dieser Porphyre betheiligten glimmerartigen Schüppchen ebenfalls Sericit sind. Stellenweise nimmt die mikrokrystalline Grundmasse der Schieferlamellen ab, Quarz und Sericit aber treten reichlicher auf, wodurch das Gestein schiefriger, aber weniger ebenflächig wird. Die Färbung schwankt im Ganzen wenig, nur bei Rodeland tritt hin und wieder statt der grünlich-gelben eine bräunlich-violette ein. In seiner typischen, so ausgezeichneten Form tritt der Sericitschiefer als Zwischenbank im Kalk vom Kapellenberg auf, ferner auf den Höhen zwischen Schloss Rodeland und der Chaussee Kauffung - Ketschdorf, durch Schalstein in zwei Lager getheilt, bei Kolbnitz, an der Strasse von diesem Dorfe nach Pombsen; einige Blöcke davon liegen auch auf den Halden des alten Bergwerks daselbst umher. Weniger deutlich, aber sicher noch als Sericitschiefer bestimmbar, ist das Gestein in Verbindung mit dem Neu-Röhrsdorfer Porphyr, unmittelbar südlich von dem am linken Katzbachgehänge bei Ober-Kauffung anstehenden Porphyr und in derselben Weise, nämlich in losen Blöcken vorkommend, zwischen Porphyr und Diabas von Flachenseifen.

### 3. Zone der unteren Thonschiefer mit Kalk und Kieselschiefer.

Die Schichten dieser Zone sind auf diejenigen der zweiten Zone concordant aufgelagert, fallen also von Lähn bis Seitendorf ungefähr nach N., von Baumgarten bis Möhnersdorf nach

[1]) Lossen, Geognostische Beschreibung der linksrheinischen Fortsetzung des Taunusgebirges, diese Zeitschrift 1867. Bd. XIX. pag. 559.

SO. und von Pombsen bis Hasel nach SW. ein. Auch diese Zone folgt in dem Haupttheile des Gebietes, der von der Katzbach durchschnitten wird, der bereits bei der vorigen Zone besprochenen Faltung, bildet also südlich von dem Sattel der unteren Diabase (Taf. XXX. Fig. A, e u. f) eine Mulde, deren Flügel (ebendort c u. d) von den beiden vom Kapellenberge bis hinter Seitendorf sich hinziehenden Zügen von Kalklagern dargestellt werden, und unterlagert demnach scheinbar die Schalsteine und Diabase der zweiten Zone von der Hohen Kullge bis zum Mürtenstein. Am Nordrande des Gebietes ist auch die dritte Zone wieder emporgehoben, liegt dem Nordflügel (f) des Diabassattels (e u. f) concordant auf und nimmt an dessen Wendung nach Süden Theil, wie aus dem Auftreten der Kalke bei Leipe, Petersgrund und Neu-Röhrsdorf zu erkennen ist. Während aber das normale, nordöstliche Streichen der zweiten Zone über Nimmersath bis zur Insel des Rothliegenden fortreicht, ist die aufgelagerte dritte Zone schon weiter westwärts, zwischen Seitendorf und Neu-Röhrsdorf, quer unterbrochen und stösst hier an die von Norden nach Süden streichenden Schichten der dritten Zone, die ihrerseits wieder westlich von Wiesau in westöstlicher Richtung abgesetzt sind und hier an die h. 6 streichenden Schichten der zweiten Zone stossen.

T h o n s c h i e f e r sind in der dritten Zone sehr verbreitet; bei Hasel und Willmannsdorf sind sie dünnblättrig und von geringer Härte, bei Pombsen dagegen und nördlich von Lähn enthalten sie zwischengelagerte dünne, grauwackeartige Lamellen, wodurch der Schiefer weniger blättrig und mehr tafelbrechend wird. Bei Kauffung ähnelt der an Quarzkörnchen reiche Thonschiefer demjenigen der älteren Zonen; der erzführende Thonschiefer von Altenberg ist durch seinen Glanz und dunklere Färbung ausgezeichnet. Als Zwischenbänke in den Kalklagern vom Kapellenberge, Heilandbruch bei Mittel-Kauffung, Klein-Helmsdorf, Mittel-Leipe, Neu-Röhrsdorf treten weiche Schiefer mit einem reichen Gehalt an fein zertheiltem, mehligem Kalk auf und sind demnach als K a l k t h o n s c h i e f e r zu bezeichnen zum Unterschiede von den K a l k s c h i e f e r n der ersten Zone. Diesen letzteren entsprechende Gesteine stehen am kleinen Mühlberg bei Kauffung an, führen aber nicht wie jene Glimmer auf den Schichtflächen, sondern feine Chloritschüppchen, die ihre grünliche Färbung und fettartigen Schimmer bedingen.

Die verbreitetsten sedimentären Einlagerungen in der dritten Zone bildet der K a l k. Im Vergleich zu denjenigen der ersten Zone sind diese meist von grösserer Mächtigkeit, aber nicht immer nach der Schichtung in Bänke abgesondert, son-

dern sie stellen compacte, krystallinisch körnige Massen dar; in dieser Weise verhalten sich die Kalke vom Kapellenberge etwa bis Seitendorf. In dem Kalkzuge Neu-Röhrsdorf—Petersgrund ist im Allgemeinen auch eine Schichtung nur selten zu beobachten, häufiger dagegen starke, weit aushaltende Klüfte. Dass die Schichtenstellung eine sehr gestörte ist, kann man an den stellenweise eingeschlossenen Schieferbänken erkennen, die vielfach gebogen und gefaltet sind. Die Structur des Kalkes ist meist eine gleichmässig feinkrystallinisch körnige, selten sind einzelne Partieen dichter; die Farbe wechselt von weiss bis schwarz, erscheint bläulich oder röthlich in verschiedenen Tönungen. Durchaus abweichend hiervon ist das Verhalten des Kalkes von Fröhlichsdorf; hier geht der dünnschichtige, grüne, unebenflächige Thonschiefer in blossen Kalkschiefer über. Spalten und Höhlungen sind in dem grössten Lager, Kitzel- und Mühlberg bei Kauffung umfassend, nicht selten; in dem alten Bruch auf der Höhe des erstgenannten Berges sind die Zugänge eines einfach gewundenen Ganges von 40—50 m Länge und bis 2 m Höhe, blosgelegt; das Innere desselben ist von Tropfstein überkrustet. Andere Klüfte desselben Berges sind von reinweissem, leichten Kalksinter angefüllt oder mit Krystalldrusen überzogen; eine solche Spalte mit grosskrystallinischem Calcit ist im Bruche am Mühlberge aufgebrochen. Wie in der ersten Zone kommt auch hier häufig Dolomit vor, so besonders bei Petersgrund. Bei Leipe und Klein-Helmsdorf ist der Kalk auf den mittleren Theil der dünnen Gesteinsschichten beschränkt, während gegen die Schichtfläche hin Dolomit vorherrscht, so dass das Gestein bläulich-grau und gelblich gebändert erscheint. In grösserer Ausdehnung wie in der ersten Zone findet hier ein Ersetzen des Kalkes durch Quarz statt, der hier sogar ganze Felsenzüge zusammensetzt, die in zahlreichen Höhlungen noch Kalk oder Dolomit enthalten oder nach Verwitterung dieser Substanzen löcherig erscheinen. So treten grössere Quarzpartieen im Kalkbruch von Fröhlichsdorf, grosse Quarzfelsen bei Petersgrund [1]) auf; übrigens findet er sich auch noch weiter nördlich von der, östlich an den Kalk von Petersgrund sich anlegenden, auf der Karte verzeichneten Partie. Was die Verbreitung des Kalkes in dieser Zone anlangt, so ist auf der geologischen Karte das Lager in der Höhe südöstlich vom Kapellenberge, südlich vom westlichen Ende von Tiefhartmannsdorf noch nicht verzeichnet.

Feinkörnige, gelbliche oder grünlich-gelbe, sandsteinartige Quarzite, denen der Lausitz ähnlich, mit glimmerartigen oder chloritischen Schüppchen auf den Schichtflächen fanden sich

[1]) Auf der Karte als Quarzit (s) bezeichnet.

nur einmal in dieser Zone sowohl wie in der ganzen Thonschieferformation: am Ostfusse des Rotheberges, westlich von Oberau bei Goldberg.

Fast ebenso häufig wie Kalke treten in dieser Zone Kieselschiefer auf; sie sind schon von verschiedenen Punkten bekannt. Neue Lager fand ich an folgenden Punkten auf: Nur durch ausgewitterte aber äusserst zahlreiche Bruchstücke angedeutet in einem vom westlichen Ende von Johnsdorf sich nordwärts erstreckenden Thale, in grossen compacten Blöcken südlich von Klein-Helmsdorf am Fusse einer mit einer Kapelle gekrönten Anhöhe, am Fusse des Schwingelberges in Nieder-Pombsen und durch massenhafte lose Stücke angedeutet an dem von diesem Berge nach Willmannsdorf führenden Wege. Auf den Halden an dem alten Stollen westlich von Ober-Baumgarten sind grössere Stücke eines kieselschieferähnlichen, fettglänzenden Gesteins in Verbindung mit einem sehr kohlereichen Konglomerat ausgebracht, das von Eisenkiesträmern durchzogen ist und auf Klüften wohlausgebildete Kalkspathkryställchen enthält.

In dem südöstlichen Gebiete in der Umgebung des Fröhlichsdorfer Kalklagers sind die Thonschiefer eigenthümlich unebenflächig und grobflaserig, von chloritischem Glanz und grüner Farbe; weiterhin finden sich in demselben einzelne erbsengrosse Quarzstückchen, so in dem Berge südlich am Wege von Fröhlichsdorf nach Quolsdorf. Zu beiden Seiten von Quolsdorf und in den Höhen, die sich von hier bis Ober-Fröhlichsdorf hinziehen, herrschen jene Quarzrollstücke im Gestein bei Weitem vor und die grüne Substanz ist auf ein flasriges Bindemittel dieses feinkörnigen Conglomerats reducirt; durch Anhäufung von Hämatitblättchen in dem Bindemittel, ist dasselbe stellenweise roth gefärbt. Weiter westwärts, an den Wegen von Quolsdorf nach Ober-Baumgarten finden sich zahlreiche Geschiebe, auch wohl anstehende Felsen eines grobschichtigen, sehr quarzreichen Schiefers mit grossplattiger Absonderung, der dem Conglomerat insofern ähnelt, als an Stelle der einzelnen Quarzgeröllstückchen nunmehr zumeist ganze Quarzlamellen getreten sind.

Von eruptiven Gesteinen ist in dieser Zone nur der Porphyr von Altenberg zu erwähnen. [1]) Das Aussehen desselben ist äusserst wechselnd, je nachdem die einen oder die anderen der Einsprenglinge oder alle gleichmässig zurücktreten, die Feldspäthe frisch oder kaolinisirt und der Glimmer braun oder mit mit eigenthümlich weisslichem Schimmer auftritt.

[1]) Eine Notiz über denselben findet sich: Th. Liebisch, Mineralogisch-petrographische Mittheilungen aus dem Berliner mineralogischen Museum, diese Zeitschr. 1877. pag. 726.

In dieser Zone haben sich nun auch die ersten Spuren organischen Lebens gefunden. Der Kalkbruch zunächst an dem alten Kalkofen westlich von Mittel-Leipe enthält an seiner Nordseite eine Thonschieferbank, in welcher nieren- oder scheibenförmige, faust- bis kopfgrosse Knollen eines schwärzlichen, ziemlich dichten Kalkes vorkommen. Darin fand ich nun eine Reihe von eigenthümlichen Gebilden, die beim Zerschlagen der Stücke leicht in's Auge fallen und meist ein weiteres Herauspräpariren gestatten; sie sind mit einer dünn aufgetragenen schwarzen Substanz überzogen, in einzelnen Knollen hat dieser Ueberzug eine rothe Färbung. Diese Dinge stellen offenbar Fragmente dar, von denen einige am ersten einen Vergleich mit verdrückten Segmenten, ein anderes mit dem Hypostoma eines grösseren Trilobiten zulässt; hier glaubt man die umgebogenen Pleuren eines kleinen Individuums, dort Theile aus einem Pygidium oder einem Kopfschilde zu sehen. Ein Fragment ist fast halbkugelig gewölbt und mit Zeichnungen versehen, die von der Gesichtsnaht herrühren mögen; nach einer Seite hin ist es knieförmig umgebogen, und an dem kurzen umgebogenen Stück sind einzelne Furchen wahrnehmbar. Das Ganze erweckt die Vorstellung, als wäre es ein Fragment eines Trilobiten, von welchem nur der untere Theil des Kopfschildes und das erste Segment des Thorax erhalten ist. Indess ist die Erhaltungsweise doch nicht so deutlich, dass man eine genauere Bestimmung vornehmen könnte. Nur so viel ist wohl sicher, dass diese Dinge wirklich Trilobitenreste darstellen und diese Zone demnach nicht mehr den Urthonschiefern angehören kann.

### 4. Zone der oberen Diabase.

Dieselbe ist in geringer Mächtigkeit im Hangenden der dritten Zone in der Gegend von Pombsen und Konradswaldau entwickelt und tritt auch im südlichen Gebiet dem Kalk von Petersgrund aufgelagert zu Tage. Das Ausgehende dieser Zone zwischen Schönau und Jauer bildet einen Bogen, an dessen Südflügel nördliches Einfallen constatirt wurde; die im Liegenden dieser Zone befindlichen Schiefer der dritten Zone nördlich von Konradswaldau fallen südwestlich ein; es bildet also diese Zone daselbst eine nach Westen geöffnete Mulde.

Auch diese Zone ist durch das Auftreten von Diabasen charakterisirt. Das westlichste Vorkommen ist bereits auf der geologischen Karte verzeichnet; es ist dies eine Klippenreihe nördlich von Konradswaldau, deren Gestein durch hochgradige Zersetzung fast gänzlich in ein blosses Aggregat secundärer

Substanzen umgewandelt ist. Weiter ostwärts tritt es südlich von dem Dorfe zu Tage und ist besonders in dem Einschnitt des Weges nach Reichwaldau sowie in einem Bachriss am unteren Ende von Nieder-Pombsen aufgeschlossen. Hier und weiter südwärts, östlich von dem daselbst auf der Karte verzeichneten Porphyr ist der Diabas körnig, dort durch mandelsteinartige Ausbildung und am letztgenannten Orte durch Biotit, der in kleinen Täfelchen zwischen den grossen Augit- und Feldspathkrystallen auftritt, ausgezeichnet. Der Diabas bildet ferner einen aus grösseren Lagern zusammengesetzten Zug östlich von Georgendorf bei Schönau, weiter ostwärts an der Grenze der Kreise Schönau und Jauer, an der Mochenmühle und mitten in Mochau selbst. Die Gegend der beiden letztgenannten Punkte ist auf der Karte bereits als Diluvialgebiet bezeichnet; es ist demnach hier die Grenze der Thonschieferformation zu eng gezogen. Im südlichen Theil ist Diabas westlich von Hohendorf aufgeschlossen; derselbe ist sehr zersetzt und zeichnet sich nur durch die gleichmässige Entwickelung von Augit und Feldspath in Bezug auf Grösse und Häufigkeit der Krystalle aus.

Der Porphyr südlich von Pombsen enthält in einer dichten Grundmasse Einsprenglinge von Quarz und Orthoklas. Interessanter ist der Porphyr der Mochensteine östlich von Schönau. Das Gestein, aus welchem die südlicheren, hochragenden Felsen bestehen, ist dunkelfarbig und tritt in wenig mächtigen Lagern, stellenweise mit Thonschiefer wechselnd, auf, in ähnlicher Weise, wie dies von dem Diabas von Nieder-Würgsdorf angegeben und Taf. XXIX. Fig. 1 angedeutet ist. Dieser von zahlreichen Quarzschnüren durchzogene Porphyr enthält massenhaft kleine Feldspathnädelchen, opakes Eisenerz in Körnchen und Hämatitblättchen und lässt sich mit dem Porphyr vom Waldberge wohl vergleichen. Nördlich von diesem Felsen treten einige grosse Blöcke eines hellfarbigen, viel härteren Porphyrs zu Tage, dessen mikrokrystalline Grundmasse von zahlreichen sehr feinen Quarzschnüren durchsetzt wird und Plagioklastäfelchen und grössere Feldspathsäulen, die indess mit blossem Auge noch nicht sichtbar sind, in grosser Anzahl umschliesst.

## 5. Zone der oberen Thonschiefer.

Dieselbe ist sowohl im südlichen wie im nördlichen Gebiet entwickelt. Bei Schönau ist sie der Mulde der vierten Zone eingelagert, fällt am Südrande gleichsinnig mit dieser ein, und zeigt in der Mitte der Partie, am Herrenberge bei Reichwaldau, flache Lagerung, betheiligt sich also an dem

muldenförmigen Schichtenbau. Nördlich von Bolkenhain zeigen die Schichten dieser Zone ein der Hauptsache nach östliches Einfallen, also in demselben Sinne wie die dritte Zone bei Petersgrund. Gegen Süden stossen sie in einer Linie, welche die östliche Verlängerung des Nordrandes der Insel des Rothliegenden bildet, an die zweite Zone: die Diabase von Bolkenhain; es findet demnach hier eine Unterbrechung der Schichtenfolge statt, ebenso wie in der westlichen Verländerung dieses Nordrandes die nordsüdlich streichenden Kalke von Petersgrund bis Neu-Röhrsdorf aus der dritten Zone unterbrochen werden.

Die Thonschiefer des Gebietes sind meist dünnblättrig und graulich-glänzend, stellenweise dunkelfarbig und dachschieferähnlich wie am Schieferberge bei Schönau. Am Willenberge ist er in der Umgebung des Porphyrs in Knotenschiefer umgewandelt, indem auf der Schichtfläche einzelne Knöllchen warzenartig hervorragen.

Kieselschiefer sind in der Schönauer Gegend sehr häufig und wechsellagern oft mit dünnschichtigen, schwarzen, abfärbenden Schiefern, die in dem Nordgehänge des zwischen Schechenberg und Willenberg nach der Katzbach sich hinziehenden Thales auch allein vorkommen.

In dem Kieselschieferbruch südlich von Herrmannswaldau bei Schönau fanden sich Quarzkrystalle, Wavellit in dünnen grünlichen Ueberzügen von kleintraubig-strahliger Structur, Kalait in sehr dünnen Krusten; letzterer auch in einem Kieselschieferbruch östlich vom Willenberge.

In der Partie bei Bolkenhain wurden anstehende Kieselschiefer in einem kleinen Bruch auf den Feldern unmittelbar nordwestlich von Hohendorf und 3 km nördlich von Bolkenhain an der Chaussee nach dem Tepprich angetroffen. Durch ausgewitterte Stücke wird ihr Vorkommen auch östlich und südöstlich von Hohendorf angedeutet.

Dieser fünften Zone gehören nun die Kieselschiefer an, in welchen von F. Rœmer 1868 und von mir im vorigen Jahre Graptolithen gefunden worden sind. An der Aufschlussstelle, wo F. Rœmer seine Funde gemacht hatte[1]), konnten wohl wegen der starken Verwitterung des Gesteins keine Graptolithen mehr wahrgenommen werden, dagegen fand ich solche am gegenüberliegenden, dem rechten, Katzbachufer, unmittelbar unterhalb der Willenbergmühle. Hier sind harte, kaum spaltende Kieselschiefer in starken Bänken entblösst, die mit sehr flachem Einfallen zu Tage treten. Zwischen diesen harten Kieselschiefern befinden sich einige Lagen sehr dünn spaltbare, mehr oder minder milde, schwarze Schiefer, und diese sind es,

[1]) Diese Zeitschrift 1878. Bd. XX. pag. 565.

welche die Graptolithen enthalten. 60 m weiter unterhalb, ebenfalls am rechten Katzbachufer in der Nähe des alten, halbverschütteten Stollenmundloches liegen zahlreiche, grössere, parallelepipedische Stücke eines graulichen, grobschichtigen Kieselschiefers, der meist in der Mitte der Bruchstücke seine ursprünglich dunkle Färbung beibehalten hat. Es ist dies der zweite Graptolithenfundort. Einen dritten gelang es mir an der alten Chaussee von Schönau nach Goldberg südlich von Herrmannswaldau ausfindig zu machen. Die Erhaltung der Graptolithen ist eine äusserst mangelhafte; an dem ersten und dritten Fundorte sind sie als schwarzes, glänzendes Häutchen oder auch nur als glänzende Streifen erkennbar, am zweiten Fundorte heben sie sich von dem lichteren Gestein kaum ab, indem die organische Substanz auf eine weissliche, äusserst feinmaschig unterbrochene Masse reducirt ist. Unter den von mir aufgefundenen Exemplaren befinden sich zweizeilige, einzeilige gerade oder höchstens schwach gekrümmte und spiralige Formen.

Ein zweizeiliges Exemplar vom zweiten Fundort liess sich sicher als *Retiolites Geinitzianus* Barr. bestimmen. Das Fragment (Taf. XXIX. Fig. 9a) ist 4 mm lang, oben 4 und unten $2^1/_2$ mm breit. Diese verhältnissmässig grosse Breite und die gedrängte Stellung der Zellen erscheint allerdings auffallend, ist aber wohl auf nachträgliche mechanische Einwirkung zurückzuführen.

Ein zweites zweizeiliges Exemplar (Taf. XXIX. Fig. 9b) von dem dritten Fundorte ist ein Fragment von 35 mm Länge; das glänzende Anthracithäutchen erscheint unter der Lupe netzig unterbrochen und zwar in der Weise, dass gewissermaassen die Löcher der Maschen erhalten, die Fäden aber ausgefallen sind, ohne dass die Anordnung der regellos untereinander gestreuten kleineren und grösseren Fetzen des Häutchens eine reihenförmige wäre. Die Axe ist geradlinig, kräftig und ebenfalls nicht continuirlich, sondern in einzelne, verschieden lange Stückchen zerrissen. Aus diesen Gründen muss das Exemplar als zu *Diplograpsus* gehörig angesehen werden. Wegen Fehlens jedes weiteren Details ist eine specifische Bestimmung nicht wohl möglich, jedoch der allgemeinen Form nach könnte es sich hierbei nur um *Diplograpsus palmeus* Barr., *dentatus* Brongn. und *pristis* His. handeln.

An demselben Fundort fand sich auch ein geradliniger *Monograpsus* in mehreren Exemplaren auf demselben Handstücke. Die eine Seite derselben ist scharf und geradlinig begrenzt, auf der anderen ragen schmale Zähne rechtwinklig hervor, ca. 7 auf 10 mm; der Stock ist 2 mm breit; etwas Anderes daran zu erkennen ist nicht möglich; wegen der Zähne

indess und der allgemeinen Grössenverhältnisse ist zu vermuthen, dass hier *Monograpsus Halli* Barr. vorliegt. (Taf. XXIX. Fig. 9e.)

Unter die einzeiligen Graptolithen des ersten und zweiten Fundortes kommen Reste einer Art (Taf. XXIX. Fig. 9c) am häufigsten vor, deren Stock 1 mm stark ist und dicht gedrängte, aber sich nicht berührende Zellen trägt, die unter spitzem Winkel aufsteigen und sich nach oben zu erweitern; der äusserste Rand derselben ist nicht zu beobachten. Einige ähnliche Exemplare von den Funden Ferd. Roemer's herrührend, sind als *Monograpsus Becki* Barr. im Breslauer mineralogischen Museum aufgestellt, und es scheint mir sehr wahrscheinlich, dass auch die eben geschilderten Exemplare zu dieser Art gehören, eben so wie andere (Taf. XXIX. Fig. 9d) Graptolithen aus den dünnspaltenden Schiefern des zweiten Fundortes; die fadenförmige Axe derselben ist meist unregelmässig verbogen und trägt knopfförmige oder kleine senkrechte Stäbchen darstellende Zellen, die am Ende nicht selten verdickt, und, wie allerdings nur stellenweise wahrzunehmen ist, rückwärts gekrümmt sind. Es würden diese Fragmente das untere Ende des Stockes darstellen und gleichen zum Theil durchaus der Abbildung, die Gümbel in dem „Fichtelgebirge" von *Monograpsus Becki* Barr. giebt. Besonders am zweiten Fundorte sind in Gesellschaft jener ersten Form von *Monograpsus Becki* zahlreiche gerade und schwach gekrümmte Scalariformen von 2 mm Breite vorhanden, die man wohl wegen des Zusammenvorkommens auch zu jener Art ziehen darf. Sehr auffällig sind einige breitere Formen von demselben Fundorte. Das eine Exemplar misst bei einer Länge von 24 mm an seinem oberen Ende $6^1/_2$ mm in die Breite und nimmt auf eine Länge von 18 mm bis auf $4^1/_2$ mm ab; an seinem unteren Ende verjüngt es sich viel schneller und krümmt sich dabei sanft nach rückwärts (Taf. XXIX. Fig. 9g). Längs des Rückens ist eine Linie zu erkennen, die sich bis zum unteren Ende fortsetzt. Am Aussenrande ragen spitze Zähne 10—12 auf 10 mm hervor. Offenbar haben alle diese Exemplare durch Quetschung eine grosse Verbreiterung erfahren, immerhin muss aber auch die ursprüngliche Breite des Graptolithen eine ziemlich bedeutende gewesen sein. Dieser Umstand im Verein mit der schnellen Verjüngung am unteren Ende machen es wahrscheinlich, dass die Exemplare zu *Monograpsus latus* Mac-Coy gehören.

Von spiraligen Formen wurden mehrere Fragmente von kaum halber Kreisbogenlänge und einige Exemplare gefunden, die durch seitliche Zusammendrückung ≥förmig erscheinen. Alle diese werden zu *Monograpsus Proteus* Barr. zu ziehen sein, wofür bei jenen die Form der spitzen mit breiter Basis an-

sitzenden Zähne spricht, bei diesen letzteren eben die eigenthümliche Zusammendrückung, wie sie bei keinem anderen Graptolithen ausser bei *Monograpsus turriculatus* möglich ist. Dieser hat übrigens bedeutend engere Windungen als die gefundenen Exemplare, so dass also auch von dieser Art abgesehen werden muss. Mit Sicherheit sind also bis jetzt nachgewiesen *Retiolites Geinitzianus* BARR., *Monograpsus Becki* BARR. und *Proteus* BARR., mit Wahrscheinlichkeit *Diplograpsus*, *Monograpsus Halli* BARR. und *latus* MAC-COY.

Die jüngsten in Europa bekannten Graptolithen stammen aus dem Graptolithenhorizont des Hercyn am Harze, der als gleichaltrig mit dem oberen Graptolithenhorizont in Thüringen und dem bis jetzt noch nicht näher bekannten Horizont der Etage F BARRANDE's angesehen wird. Von diesem aber unterscheidet sich unser Vorkommen durch das Auftreten zweizeiliger Graptolithen und spiraliger *Monograpsus*-Arten.[1] Es ist also anzunehmen, dass unsere fünfte Zone älter als Etage F BARRANDE's ist. Der nächst tiefere Graptolithenhorizont in Böhmen folgt aber in Etage E[1]), dem unteren Obersilur, das auch in Thüringen und Sachsen entwickelt ist, und für welches gerade diejenigen Graptolithen charakteristisch sind, die auch in Niederschlesien als nachgewiesen zu betrachten sind. Es gehört also die in Rede stehende fünfte Zone dem unteren Obersilur an. Wie in Sachsen und Böhmen folgen nun auch hier unter dem Graptolithenhorizont Diabase, die in Böhmen noch zum Obersilur, in Sachsen[2] zum Untersilur gerechnet werden. Nach denselben Analogien in den Verhältnissen des sächsischen und böhmischen Silurs gehören die dritte und zweite Zone noch zu dem Untersilur, weisen ja auch die Trilobitenreste von Mittel-Leipe darauf hin, dass man es hier nicht mit noch älteren Schichtenreihen zu thun hat. Die erste Zone, zwischen den krystallinischen Schiefern und den eigentlichen sedimentären Formationen gehört demnach der sogenannten Urthonschiefer- oder Phyllitformation an.

Die isolirten Partieen bei Lauban sind hierbei nicht mit in Betracht gezogen worden. Die von dort bekannten Graptolithen: *Monograpsus sagittaris* HIS., *colonus* BARR., *Sedwigkii* PORTL., *priodon* BARR., genügen nicht zu einer genaueren Altersbestimmung. In dem alten Aufschluss, in welchem R. PECK die Graptolithen gefunden hat, ist der dünnblättrige, weiche

---

[1]) KAYSER, Fauna der ältesten Devonablagerungen im Harze, Berlin 1880, pag. 212.

[2]) Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Sachsen, Section Frankenberg-Hainischen pag. 13.

Schiefer so verwittert, dass es nicht gelungen ist, daselbst neue Funde zu machen.

Die Entwickelung des Silur in der Lausitz stellt theilweise eine andere Facies als das untersuchte Silurgebiet dar. Wohl treten auch Kalke auf von Hennersdorf bis in die Gegend von Cunnersdorf und Kieselschiefer bei Ludwigsdorf, Oedernitz, Horscha. Unterscheidend von dem Südgebiet sind die im Liegendsten des Lausitzer Silur über dem Lausitzgranit auftretende Grauwacke und die im Westen zwischen Grauwacke und Kieselschiefer eingeschobenen Quarzite.

Im Anschluss hieran möge nun eine Uebersicht der gesammten Schichten der niederschlesischen Thonschieferformation und ihrer Altersbestimmung folgen:

## A. Urthonschiefer- oder Phyllitformation.

1. Zone. Thon- und Grünschiefer mit einzelnen eingelagerten Kalk- und Diabaslagern.

Seifersdorf bei Lauban, — Mauer, — Ketschdorf, — Ober-Würgsdorf, — Mittel-Baumbarten, — Wiesenberg.

## B. Untersilur.

2. Zone. Thonschiefer mit Diabas und Schalstein, Porphyr- und Sericitschiefer.

Schiefer bei Lähn, — Lähnhaus, — Langenau, — Ober-Berbisdorf, — Rodeland, — Seitendorf, — Alt-Röhrsdorf.
Hohe Kulge, — Freudenberg, — Ober-Kauffung, — Alt-Schönau, — Ober-Leipe, — Neu-Röhrsdorf.
Bolkenhain, — Nieder-Baumgarten, — Kauder, — Hohenfriedeberg.
Quolsdorf, — Möhnersdorf.
Gräbel, — Jakobsdorf, — Kolbnitz, — Willmannsdorf, — Goldberg.

3. Zone. Thonschiefer mit Kieselschiefer und Kalk.

Lähn, — Schellenberg, — Ludwigsdorf, — Kapellenberg, — Alt-Röhrsdorf.
Klein-Helmsdorf, — Leipe, — Petersgrund, — Neu-Röhrsdorf. Fröhlichsdorf.
Jägendorf, — Pombsen, — Willmannsdorf, — Hasel, — Goldberg.

4. Zone. Diabase, Schalsteine und Porphyr.

Hohendorf. Georgendorf, — Mochenmühle, — Nied.-Pombsen, Konradswaldau.

## C. Obersilur.

### 5. Zone. Thon- und Kieselschiefer.

Gegend nördlich von Bolkenhain. Schönau, — Reichwaldau, — Hermannswaldau.

Was nun den allgemeinen Bau des Thonschiefergebirges anlangt, so sind in Bezug hierauf folgende Beobachtungen von mir gemacht worden [1]:

| | Neigung. | Einfallen. |
|---|---|---|
| Nördlicher Theil von Fröhlichsdorf . . | 40° | S. 33° O. |
| Sommeberg bei Hohenfriedeberg . . . | 40° | S. 40° O. |
| Nordseite der Siegeshöhe ebendort . . | 40° | S. 40° O. |
| Klippen im Süden von der Siegeshöhe . | 50° | S. 55° O. |
| An der Chaussee, 2 km südl. v. d. Siegeshöhe | | S. 77° O. |
| Am Gasthaus in Neu-Börnchen . . . | | S. 90° O. |
| Auf dem nächsten Berge i. NW. von letzterem | | S. 80° O. |
| Steinbruch am Nord-Ende von Hohen-Petersdorf . . . . . . . . . . | 45° | S. 80° O. |
| Eine Reihe von Punkten, die Dorfstrasse von Hohen-Petersdorf abwärts. . . | 20° | S. 77° O. |
| | 30° | S. 75° O. |
| | | S. 55° O. |
| | 80° | S. 32° O. |
| Diabasbruch oberhalb von Wiesenbruch. | 50° | S. 12° W. |
| Bruch im Conglomerat, östlich von Nied.-Quolsdorf . . . . . . . . . . | 80° | S. 77° O. |
| Kalkbruch von Fröhlichsdorf . . . . | 60° | N. 56° O. |
| Mühlenberg im O. von Schloss Nieder-Baumgarten . . . . . . . . . | 45° | S. 30° O. |
| 0,10 km südlich von diesem Punkte . . | 55° | S. 10° O. |
| Ein Wegeinschnitt, ca. 300 m südlich vom Mühlenberge . . . . . . . | 50° | S. 35° O. |
| Felsiges Thal im O. v. Mittel-Baumgarten | 45° | S. 35° O. |
| Grünschieferfelsen vom Kuhberg . . . | 35° | S. 50° O. |
| Wegeinschnitt im NW. vom Gasthaus in Ober-Quolsdorf . . . . . . . . | 60° | S. 80° O. |
| An der Strasse von Ober-Baumgarten nach Reichenau . . . . . . . . | 45° | S. 70° O. |
| Ob.-Baumgarten in der Biegung des Dorfes | | S. 85° O. |
| Grosser Felsendurchbruch in Ob.-Baumgarten . . . . . . . . . . . . | 45° | S. 80° O. |
| Ebendort, unterhalb der alten Kirche . . | 45° | S. 50° O. |

[1]) Nach einer gefälligen Mittheilung des Herrn A. Galle in Breslau beträgt die diesjährige (westliche) Declination an den meisten Punkten des Untersuchungsgebietes nahezu 10°.

| | Neigung. | Einfallen. |
|---|---|---|
| Ebendort, am westlichen Thalrand gegenüber von der neuen Kirche . . . | 60° | S. 65° O. |
| Dünnblättriger Schiefer an derselben Stelle, etwas weiter nach Westen . . . . | 45° | S. 15° O. |
| Im SW. von dem alten Bergwerk bei Ober-Baumgarten . . . . . . . . | 45° | S. 35° O. |
| Am oberen Rande, östlich von der Spitze des Bühnwaldes . . . . . . . . | 25° | S. 45° O. |
| Felsen und andere Aufschlüsse in den Höhen im NO. von Halbendorf . . | 55° | S. 30° O. |
| | 70° | S. 50° O. |
| | 65° | S. 30° O. |
| Felsen auf der Höhe im O. von der Kirche in Würgsdorf . . . . . . | | S. 40° O. |
| Kielmannsberg bei Würgsdorf . . . . | | S. 40° O. |
| Höhe im O. von diesem . . . . . . . | 50° | S. 40° O. |
| Am nördlichsten Feldwege von Nieder-Würgsdorf auf die Höhen nach O. . | | S. 50° O. |
| Diabasbruch in Nieder-Würgsdorf . . . | 60° | S. 50° O. |
| An der Chaussee zwischen Nied.-Würgsdorf und Bolkenhain . . . . . . | 35° | S. 50° O. |
| Wilhelmshöhe bei Bolkenhain . . . . | 60° | S. 80° O. |
| Diabasbruch an der Bolkoburg . . . . | 45° | S. 50° O. |
| Bei Waltersdorf, a. d. Strasse nach Wiesau | 20° | S. 40° O. |
| An derselben Strasse, am Chausseehaus . | 20° | S. 60° O. |
| Kieselschieferbruch von Hohendorf. . . | | N. 40-50° O. |
| Schalsteine bei Hohendorf . . . . . | 30° | O. |
| Bruch am Lerchenberge i. N. v. Hohendorf | 35° | N. 55° O. |
| Im W. von Hohendorf an der Strasse zum Tepprich . . . . . . . . . | 60° | N. 72° O. |
| An dem höchsten Punkte dieser Strasse | 35° | N. 60° O. |
| Hohe Schalsteinfelsen im SW. von diesem | | S. 83° O. |
| Kalkbruch Tepprich . . . . . . . . | 45° | S. 20-35° W. |
| Kalkbruch im Süden von Neu-Röhrsdorf | 75° | N. 70° O. |
| Thalgehänge im Süden, gegenüber von diesem Bruche . . . . . . . . . | 70° | S. 35° O. |
| Schalsteinbruch von Ober-Kunzendorf . | 75° | S. 5-10° O. |
| Klippen im SW. vom südlichen Ende von Ober-Würgsdorf . . . . . . . . | 75° | S. 25° O. |
| Am südlichen Ende von Würgsdorf . . | 70° | S. 5° O. |
| An der Chaussee, oberhalb Würgsdorf . | 60-65° | S. 20-25° O. |
| Ebendort, südlichster Theil d. Aufschlusses | 75° | N. 20° O. |
| Südwest-Fuss des Heinzwaldes, anstehend oder umgestürzte Blöcke? . . . . | 25° | S. 55° W. |
| | 30° | N. 50° W. |
| | | N. 85° W. |
| Kleiner Bruch im W. von Thomasdorf . | 30° | N. 35° O. |

| | Neigung. | Einfallen. |
|---|---|---|
| Felsen zwischen Thomasdorf und Nieder-Kunzendorf . . . . . . . . . . | 15° | S. 32° O. |
| Felsen am rechten Boberufer, unterhalb Rudelstadt, vorherrschend . . . . | 50° | S. 45-50° O. |
| Abhang des Burgberges bei Nimmersath | 85° | N. 5° O. |
| Waldige Höhen im W. v. Ober-Würgsdorf | | S. 85-90° O. |
| Felsen im S. von Neu-Kunzendorf . . | 80° | N. 5° O. |
| Höchste Höhe zwischen Stein-Kunzendorf und Grossen-Hau . . . . . . . | 80° | N. 10° O. |
| Klippen am Gehänge, im NO. von der Kirche in Kunzendorf . . . . . . | 80° | N. 10° O. |
| Felsen auf der Höhe im W. von Mittel-Kunzendorf . . . . . . . . . . | 80° | N. 10° O. |
| Felsen im O. v. d. Kirche in Streckenbach | 80° | N. 22° O. |
| Ebendort, am ober. Rande d. Thalgehänges | 40° | N. 15° O. |
| Bleiberg, an der Spitze im S. von den obersten Häusern von Ketschdorf . . | 85° | N. 20° O. |
| Bleiberg, Felsen im W. v. diesen Häusern | 85-90° | N. 30-40° O. |
| Bleiberg, oberste Abhänge auf Jannowitz zu | Streichen h. 5-6 | |
| Hornblendeschiefer am rechten Boberufer, im N. von Kupferberg . . . . . | 40° | N. 15° O. |
| Kleiner Bruch am W.-Ende v. Ketschdorf | | N. 40° O. |
| Bruch hinter dem Gutshofe v. Ketschdorf | | N. 15° O. |
| Im N. des Porphyrs vom Waldberge. . | | N. 18° W. |
| Höhe zwischen Waldberg und Seitendorf | | N. 20° O. |
| Thonschiefer im Hangenden des Diabases von Alt-Schönau . . . . . . . | 60° | N. 40° O. |
| Katzbachbett, unterhalb der Holzmühle von Alt-Schönau . . . . . . . . | | N. 10° O.<br>N. 20° O. |
| Thonschiefer am alten Diabasbruch am N.-Ende von Kauffung . . . . . | 65° | S. 30° W. |
| An derselben Höhe, Abhang nach dem Lauterbach . . . . . . . . . . | 75° | N. 40° O. |
| Feldweg vom Schlösschen in Nieder-Kauffung nach Osten . . . . . . | 20° | S. 80° O. |
| Thonschiefer am Porphyr ebendort . . | 30° | S. 45° O. |
| Augitführender Schalstein, an demselben Gehänge, weiter nach Osten . . . | 60° | N. 44° O. |
| Schalstein, Höhenreihe im Norden von der Vierlingskolonie . . . . . . . | | N. 10° O. |
| Südöstlichste Höhe dieser Reihe . . . | 50° | N. 34° O. |
| Nordgehänge des Wiesenbergs bei Kauffung | | N. 63° O. |
| Südabhang desselben . . . . . . . . | 20° | N. 80° O. |
| An der Spitze des Repprichtsberges . . | 45° | N. 25° O. |
| Westabhang der Spitze des Mürtensteins | 20° | N. 65° O. |

| | Neigung. | Einfallen. |
|---|---|---|
| Am Wege v. Ob.-Leipe nach d. Mürteustein | | N. 75° O. |
| Kalkbruch im W. von Mittel-Leipe . . | 60-70° | N. 10-20° O. |
| Kalkbruch im O. von Ober-Leipe . . . | Streichen h. 8 | |
| Kalkbruch westlich unterhalb Petersgrund | 75° | N. 40° O. |
| Augitführender Schalstein v. Raubschloss | Streichen h. 8-9 | |
| Kleiner Mühlberg . . . . . . . . | 50° | N. 55° O. |
| Rechtes Katzbachgehänge unterhalb des Heilandhofes . . . . . . . . | | N. 5-15° O. |
| Bruch am Kitzelberge . . . . . . . | 30° | N. |
| Katzbachbett in Ober-Kauffung . . . | 30° | S. 50° O. |
| Felsen unmittelbar nördlich vom Kalk des Heilandbruch in Mittel-Kauffung . . | 40° | N. 10° O. |
| Schieferbank i. SO.-Theile d. Heilandbruch | 10° | S. 83° W. |
| Schieferbank i. NW.-Theile d. Heilandbruch | 70° | S. 5° W. |
| Bruch zwischen Mühlberg und den Höhen von Rodeland . . . . . . . . | Streichen h. 6-7 | |
| Rodeland, Sericitschiefer . . . . . . | 60° | N. 10-15° O. |
| Südabhang des Hopfenberges bei Kauffung | 30° | N. 55° O. |
| Flache Höhe zwischen dem Porphyr von Neu-Röhrsdorf und dem östlichen Ende von Seitendorf . . . . . . | 20° | S. 80° O. |
| | 30° | S. |
| | | S. 5° W. |
| Ebendort, an der neuen Chaussee Seitendorf-Tepprich . . . . . . . . | 35° | S. 25° W. |
| Die Schalsteine der Diabaslager im W. von Neu-Röhrsdorf, an verschiedenen Stellen des ganzen Zuges . . . . | 50° | S. 55° O. |
| | 50° | N. 43° O. |
| | | N. 67° O. |
| Oberhalb Klein-Helmsdorf, am Wege nach Altenberg . . . . . . . | 30° | N. 45° O. |
| Diabaslager von Tiefhartmannsdorf . . | 30° | N. 35° O. |
| Abhang im S. von Tiefhartmannsdorf, zwischen den beiden östl. Kalklagern | 35° | S. 55° O. |
| Kalkbruch westlich vom Butterberge . . | 50° | S. 50° O. |
| NW.-Spitze des Butterberges . . . . | 50° | S. 50° O. |
| Berg zunächst westlich vom Butterberge | 40° | N. 20° O. |
| In derselben Bergreihe der zweite vom Butterberge aus . . . . . . . . | 20° | S. 70° O. |
| In derselben Bergreihe der dritte vom Butterberge aus . . . . . . . | 15-20° | S. 55° O. |
| Kalkbruch östlich vom Hofberge . . . | 15° | N. 70° O. |
| Derselbe Bruch im NW.-Theile . . . | 30-40$^{6}$ | S. 20-50° O. |
| Schieferbruch im Hofberge . . . . . | 30° | S. 40° O. |
| Sericitschiefer im Kapellenberge . . . | 85° | N. |
| Hohe Kullge, Felsen i. SO. v. d. Spitze | 80° | N. 40° O. |
| | | N. 15° O. |
| | 60° | N. 50° O. |

| | Neigung. | Einfallen. |
|---|---|---|
| Ebendort am Gipfel | | N. 10° O. |
| | | N. 15° O. |
| | 50° | N. 40° O. |
| Felsen der dritten Höhe im O. von der Hohen Kullge | 70° | N. 50° O. |
| Unterhalb der Kirche in Ludwigsdorf | 20° | N. 30° O. |
| Felsen südlich am Wege Johnsdorf-Ludwigsdorf | | S. 25° W. |
| Dunkle Schiefer auf der Höhe, südlich von voriger Stelle | 10° | O. |
| Schiefer auf der Hundsgrotte, östlich von den dunklen Schiefern | | S. 80° O. |
| Kalkbruch von Tschischdorf | 70° | S. 25° W. |
| Thonschiefer im S. von Waltersdorf | $60^6$ | S. 40° W. |
| Diabasbruch von Schiefer | 40° | S. 15° W. |
| Kalkbrüche im Thale westlich von Wünschensdorf, südlicher | 40-80° | S. 30-40° W. |
| Kalkbrüche im Thale westlich von Wünschensdorf, nördlicher | 50° | S. 35° W. |
| Oberer Kalkbruch von Schmottseifen | 85° | S. 55° W. |
| Unterer Kalkbruch von Schmottseifen | 85-90° | S. 40° W. |
| Alter Kalkbruch an der Försterei von Neu-Hagendorf | 70° | N. 30° O. |
| Schalsteinbruch an der Buche von Ober-Welkersdorf | 65° | S. 62° W. |
| Alter Kalkbruch in Nieder-Welkersdorf | 80° | N. 20-30° O. |
| Blausteine bei Klein-Neundorf | | S. 20° W. |
| Kalkbruch im NW. von Friedrichshöhe | 50° | S. 70° W. |
| 1 km unterhalb dieses Bruches an der linken Seite desselben Thales | 85° | N. 25° O. |
| Kieselschieferbruch im S. von Herrmannswaldau | 20° | N. 45° O. |
| Mochensteine | | N. 30° W. |
| | | N. 5° O. |
| | | N. 25° O. |
| Thonschiefer in den Fuchslöchern bei Schönau | 15° | N. 20° W. |
| Diabaszug östlich von Georgendorf | Streichen h. 9-10 | |
| Westabhang des Mühlbergs, im N. von Langen-Hellwigsdorf | 15° | N. 87° O. |
| Gräbel, am Wege nach Siebenhuben | 45-90° | S. 57° O. |
| Bruch zwischen Blumenau und Gräbel | 50° | N. 50° O. |
| Kleiner Thonschieferbruch oberhalb Gräbel an der Strasse nach Klonitz | 15° | S. 25° W. |
| Schalstein östl. v. Laubberge bei Gräbel | 40° | S. 65° O. |
| Schalsteine im N. von Falkenberg | 40° | N. 75° O. |
| Im N. von der Mochenmühle | | N. 70° O. |

| | Neigung | Einfallen. |
|---|---|---|
| Schwingelberg in Nied.-Pombsen, am Fusse | | N. 5° W. |
| Schwingelberg in „ a. d. Spitze | | N. 60-70° O. |
| Thonschiefer im N. vom Schwingelberge | 20° | S. 60° W. |
| Am Wege Pombsen-Kolbnitz, im SW. vom Hessberge . . . . . . . . . | 30° | S. 50° W. |
| An derselben Strasse, S.-Fuss des Oelsberges . . . . . . . . . . . . | 15° | S. 50° W. |
| Sericitschiefer an derselben Strasse weiter unterhalb . . . . . . . . . | 15° | S. 40° W. |
| Im SW. vom Grubengebäude bei Kolbnitz | 20° | S. 40° W. |

### Weniger genaue Angaben zur Ergänzung.

| | | |
|---|---|---|
| Gneiss bei Matzdorf . . . . . . . . . | steil | NO. |
| Thonschiefer bei Mauer . . . . . . . . | steil | NO. |
| Thonschiefer am Wege von Lähn nach Schiefer . | | NO. |
| Am rechten Boberufer unterhalb Lähn . . . . | | NO. |
| Am Wege von Schiefer nach Merzdorf . . . . | | NO. |
| Thonschiefer bei Wiesenthal. . . . . . . . . | | NO. |
| W.-Ende von Johnsdorf . . . . . . . . . . | | NO. |
| Zwischen Johnsdorf und Langenau. . . . . . | | ONO. |
| Kalk von Klein-Helmsdorf . . . . . . . . . | | NO. |
| Thonschiefer von Prausnitz . . . . . . . . . | | SW. |
| Thonschiefer von Hasel . . . . . . . . . . | | WSW. |
| Thonschiefer im N. von Konradswaldau . . . . | | SSW. |
| An der Dorfstrasse von Mittel-Pombsen . . . . | | S. |
| Herrenberg bei Reichwaldau. . . . . . . . . . | | NO-NW. |

Aus der eben angegebenen Tabelle, sowie aus der nach derselben ausgeführten Skizze (Taf. XXX.) ergiebt sich zunächst, dass sich im Ganzen drei Hauptrichtungen der Streichungslinien unterscheiden lassen. Es ist dies eine Thatsache, die bereits von v. Raumer erkannt worden ist und auch in den Erläuterungen von J. Roth Ausdruck gefunden hat. Im westlichsten Theile von Seifersdorf bei Lauban bis über die Katzbach hinaus herrscht deutlich eine Streichungsrichtung von NW. nach SO., die nach O. hin allmählich in eine WO.-Richtung übergeht. Das Einfallen ist meist nach NO. resp. N. gerichtet. Es fallen also die Schichten der Thonschieferformation vom Gneiss und dem Granitit des Riesengebirges, sowie vom Hornblendeschiefer von Kupferberg ab. Andererseits sind aber auch zahlreiche Abweichungen von dieser Normalrichtung zu notiren. Dieselben finden z. Th. darin eine Erklärung, dass so verschiedene Gebirgsarten der durch das steile Einfallen angedeuteten scharfen Faltung unterworfen gewesen

sind; die compacten Kalk- und Diabaslager, eingebettet in den weichen Thonschiefer, mussten eine unregelmässige Faltung herbeiführen, da in diesem sich zahlreichere und schärfere Falten bilden mussten als in jenem. Vielfach, namentlich bei steilem Einfallen, wird sehr wohl eine einfache Ueberkippung als die Ursache des anormalen Einfallens angenommen werden können. Ausser diesen weniger in das Gewicht fallenden Unregelmässigkeiten müssen noch einige andere Abweichungen berührt werden.

So sieht man bei einer ganzen Reihe von Punkten, bei Klein-Neundorf, Ober-Welkersdorf, Schmottseifen, in den Kalkbrüchen westlich von Wünschendorf und bei Tschischdorf, bei Waltersdorf und im Diabasbruch von Schiefer bei ungefähr normalem Streichen entgegengesetztes Einfallen eintreten. Es lässt dies auf eine Nebenfaltung schliessen, die durch einen Theil des Gebietes, der Hauptfaltung nahezu parallel und von geringerer Intensität wie diese die regelrechte Lagerung beeinträchtigt. Ferner in der Gegend östlich von Berbisdorf und südlich von Tiefhartmannsdorf zeigen fast alle Aufschlüsse ein annähernd südöstliches Einfallen; hierbei hat also auch das Streichen eine Aenderung erfahren, wie dies auch schon durch das Ausgehende der Kalklager angedeutet ist. Es befindet sich also hier eine grössere Nebenfalte, die einen nach Süden geöffneten Bogen beschreibt. Zahlreicher, aber von geringer Ausdehnung und weniger unter einander übereinstimmend, sind die Abweichungen westlich und östlich von Nieder-Kauffung, eine Folge der gerade dort so zahlreichen Diabaslager. Auffallender sind die Unregelmässigkeiten an der östlichen Grenze dieses ersten Hauptstreichungsgebietes, östlich von Seitendorf und westlich von Würgsdorf.

Das zweite Hauptgebiet mit einer vorherrschenden Streichungsrichtung schliesst sich im Osten an das eben besprochene an. Bei Hohendorf und nördlich von Bolkenhain herrscht noch eine nordöstliche Einfallsrichtung vor im Anschluss an das Einfallen der Kalke von Petersgrund, geht aber auch dort schon stellenweise in eine östliche und südöstliche über. In dem Gebiet südlich von Bolkenhain ist dagegen fast durchweg südöstliches Einfallen beobachtet worden, das in der Gegend von Hohenfriedeberg, Hohen-Petersdorf, auch bei Ober-Quolsdorf und Ober-Baumgarten mehr nach OSO. gerichtet ist; ein mehr südsüdöstliches herrscht dagegen bei Mittel- und Nieder-Baumgarten und Würgsdorf, sowie weiter westwärts am Südrande des Gesammtgebietes, wo der zweite Haupttheil noch einen schmalen Streifen südlich vom ersten einnimmt, nämlich den Südflügel des Grünschiefersattels, von dem oben die Rede war.

Der südwestliche Rand des dritten, zwischen Schönau' Jauer und Goldberg gelegenen Gebietstheiles gehört eigentlich noch zum ersten, indem auch hier noch nördliches, wenngleich meist flaches Einfallen vorherrscht. So ist das Einfallen der Porphyrlager vom Mochenstein entschieden ein nördliches, bei Reichwaldau und am Willenberge schwankt es zwischen NO. und NW. In nahezu entgegengesetztem Sinne verlaufen alle übrigen Einfallsrichtungen des Gebietes. Die Abweichungen hiervon in dem südöstlichen Theile desselben sind auf die Störungen durch die Diabaslager, vielleicht auch Diabasgänge zurückzuführen.

Vergleicht man nun den nordöstlichen und den südwestlichen Haupttheil des Thonschiefergebietes, so lassen sich gewisse Beziehungen nicht verkennen. Zunächst ergiebt sich die Identificirung der in beiden Gebieten auftretenden Zonen aus folgenden Betrachtungen. Die mächtig entwickelten Diabase von Leipe bis Willmannsdorf und der so charakteristische Sericitschiefer von Kolbnitz weisen auf die zweite Zone des südlichen Gebietes hin. In den hierauf folgenden Thonschiefern von Pombsen sehen wir Kieselschiefer die Kalke der dritten Zone vertreten. Dies beeinträchtigt jedoch die Berechtigung der Annahme nicht, da ja auch im Südgebiete die Kieselschiefer für Kalk eintreten. In der westlichen Verlängerung der Streichungslinie des am Kapellenberge unterbrochenen Kalkzuges treten die Kieselschiefer bei Johnsdorf und Schellenberg auf, und in der Streichungsrichtung zwischen dem Kalklager von Klein-Helmsdorf und Mittel-Leipe finden wir sie ebenfalls; ein ähnliches Verhältniss findet zwischen dem Kalk von Fröhlichsdorf und dem Kieselschiefer von Ober-Baumgarten statt. Durch das Kalklager von Klein-Helmsdorf ist der unterste Theil der dritten Zone daselbst angedeutet; weiter nordwärts, in der jetzt durch das Rothliegende ausgefüllten Spalte, würden die hangenderen Schichten derselben Zone anstehen und von diesen würde man zu dem Georgendorfer Diabas, unserer vierten Zone gelangen. Diese beiden Haupttheile des Gebietes stellen also bei der entgegengesetzten Reihenfolge der auftretenden Zonen und den entgegengesetzten Einfallsrichtungen des Gesteinsschichten derselben die nach Westen divergirenden Flügel einer Mulde dar. Der Nordrand derselben reicht von Falkenberg bei Jauer über Prausnitz bis Goldberg und ist weiterhin durch die isolirten Partieen der Thonschieferformation bis in die Nähe von Bunzlau angedeutet. Der Nordflügel dieser Mulde umfasst eine einfache Schichtenfolge von Prausnitz bis Reichwaldau. Den Südrand bildet die Grenze gegen das ältere Urgebirge von Lauban bis Rudelstadt; von hier aus löst sich derselbe vom Urgebirge ab und ver-

läuft bis zu der Insel des Rothliegenden, wo überhaupt die gesammte Schichtenfolge dieses Flügels quer unterbrochen ist. Diese Schichtenfolge ist nun keine einfache, sondern durch eine einmalige Faltung complicirt, so dass einzelne Zonen von der Erdoberfläche mehrfach geschnitten werden (Taf. XXX. Fig. A). An diesem muldenförmigen Bau nehmen alle Schichten der Thonschieferformation von Bolkenhain bis Freiburg nicht Theil, es ist dies also der Haupttheil des Gebietes, in welchem ein südöstliches Einfallen als vorherrschend constatirt worden ist.

---

# 4. Das Oligocän von Mittweida mit besonderer Berücksichtigung seiner Flora.

Von Herrn Richard Beck in Leipzig.

Hierzu Tafel XXXI und XXXII.

## I. Geologischer Theil.

### 1. Allgemeine geologische Verhältnisse.

Die Braunkohlenablagerung von Mittweida gehört dem Plateau des sächsischen Mittelgebirges an und nimmt hier, ohne sich topographisch von dem umgebenden, von Diluvialgebilden überzogenem Areale irgend wie abzuheben, ein Niveau von durchschnittlich 300 m über dem Ostseespiegel ein. Die Stadt Mittweida liegt an ihrem östlichen Rande. Von dort aus erstreckt sich die nach ihr benannte oligocäne Alagerung westlich bis nach Königshain, südwestlich bis Röllingshain, südlich bis in den Ottendorfer Wald, also bis in die Gegend von Oberlichtenau. Wenn man von den Unterbrechungen durch postoligocäne Thalerosion absieht, welche das Gebiet vielfach durchfurchen oder randlich ausschneiden, so wird das Mittweidaer Oligocän-Revier ein Areal von etwa 60 □km einnehmen.

Die allgemeinen geologischen Verhältnisse des Mittweidaer Tertiärgebietes sind schon durch die Arbeiten der königl. sächsischen geologischen Landesuntersuchung bekannt geworden, deren Resultate in dem Kartenblatte Mittweida No. 77 der geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen, sowie in den zugehörigen Erläuterungen niedergelegt sind. Wie sich bereits hieraus ergiebt, wird der Untergrund des dortigen Oligocäns theils von Gesteinen der Granulitformation, und zwar in der Hauptsache von Granuliten und Cordieritgneissen, theils vom Mittweidaer Granitit gebildet, welcher jene in Form mächtiger Gänge durchsetzt. Hierzu gesellen sich als Grundgebirge der südlichsten Ausläufer dieses Tertiärgebietes bei Ottendorf die Gneiss-Glimmerschiefer und Muscovitschiefer, welche dort die Granulitformation überlagern. Sind auch diese Gesteine nirgends im directen Liegenden des Braunkohlenflötzes durch

Bergbau oder Bohrversuche erreicht worden, so umranden sie doch nicht nur das gesammte Tertiärgebiet, sondern sind auch innerhalb dessen Peripherie durch Erosionsfurchen hier und da, wenn auch sporadisch, angeschnitten worden; so durch das Thal von Altmittweida Biotit-Granulite und Granitit, durch das Ottendorfer Thal Granulite, Gneiss-Glimmerschiefer und Muscovitschiefer, durch das Frankenauer Thal Granit und Granulit. In ihrer Gesammtheit, als einheitlicher Schichtencomplex aufgefasst, bilden die Oligocän-Ablagerungen von Mittweida keine Mulde, füllen also keine Einsenkung des granulitischen Plateaus aus, sondern stellen vielmehr eine durch Erosion tief ausgezackte Decke auf der flach undulirten Oberfläche der Granulite und Granite dar. Da diese letztere eine sanft gegen NW. gerichtete Neigung besitzt, so gilt Gleiches von ihrer Oligocän-Decke. Deshalb liegt die Auflagerungsfläche der letzteren nahe deren südlichem Rande bei Ottendorf und Oberlichtenau in 320 m Meereshöhe, in der Mitte des Tertiärgebietes in etwa 300 und in dessen nordwestlichem Rande bei Königshain und Wiederau nur noch in ungefähr 270 m Höhe über dem Ostseespiegel, senkt sich also auf 12—13 km in's Gesammt um wenigstens 50 m nach NW.

Aus dem Niveau des Untergrundes, also der Auflagerungsfläche und der Meereshöhen, welche die Oberfläche der Mittweidaer Tertiärgebilde überhaupt erreicht, lässt sich die Mächtigkeit der letzteren annähernd berechnen. Danach erreicht dieselbe in der Gegend zwischen Ottendorf und Röllingshain und zwischen hier und Frankenau etwa 40—45 m. Diese Zahl repräsentirt jedoch das Maximum der Mächtigkeit, welche naturgemäss nach den Rändern zu abnimmt und auch in der Mitte des Oligocän-Gebietes durch aufsteigende Buckel des Untergrundes, z. B. des Serpentins der Bocke und des Granulits am oberen Ende von Königshain beträchtlich verringert werden kann.

Ueberlagert wird das Oligocän vom Diluvium, und zwar von Kiesen und Sanden, sowie von einem Lehm, welcher sich vielfach durch die Führung nordischer Geschiebe und von Feuersteinen als echter Geschiebelehm kennzeichnet. Bei der Ablagerung des letzteren sind die Braunkohlenschichten an vielen Stellen in Mitleidenschaft gezogen worden, indem sie und die zugehörigen Thone im Hangenden derselben, namentlich in der Gegend zwischen Frankenau und Altmittweida vielfach Störungen erlitten, wie sie H. Credner aus vielen anderen sächsischen Braunkohlengebieten geschildert hat. [1]) Diese bereits

[1]) H. Credner, Ueber Schichtenstörungen im Untergrunde des Geschiebelehms, diese Zeitschrift 1880.

auch im Text der Section kurz erwähnten Schichtenstörungen waren im Sommer 1881 in ausserordentlicher Deutlichkeit an einer Wand am Nordrande von Möhler's Grube zu beobachten. Hier waren grosse Massen erdiger, mit viel bituminösem Holz vermischter Braunkohle vom Flötz abgequetscht und in den Geschiebelehm hineingezogen worden, so dass sie innerhalb des letzteren über 4 m lange, flammige Schmitze bildeten. Da die erdige Kohle in Folge ihres geringen Widerstandes dem Zuge leichter zu folgen vermochte, als die darin steckenden zahlreichen Holzstücke, so besteht die dünnste Stelle einer solchen abgepressten Kohlenmasse fast nur aus Scheiten des bituminösen Holzes, welche hier sich stauten und fest aneinander gepresst wurden, während die sie umgebende erdige Braunkohle zwischen ihnen ausgequetscht wurde. An anderen Stellen der Wände dieser Grube zeigt sich, dass der hangende Thon tief in die Klüfte des Braunkohlenflötzes hineingepresst worden ist, so dass er dieses jetzt gangähnlich durchsetzt. Auch sind die ursprünglich horizontalen Schichten des Flötzes von Frankenau oft wellenförmig zusammengeschoben worden. Diese Stauchungen machen sich selbst noch bis in das untere Niveau des Flötzes, bis in die Blätterkohle hinein, bemerklich.

## 2. Geologische Zusammensetzung des Mittweidaer Oligocäns.

Das Gesteinsmaterial des Mittweidaer Oligocäns besteht, wie in anderen Oligocängebieten, vorwaltend aus Kiesen und Sanden, zu denen sich Thone und Braunkohlen gesellen. [1])

Die Kiese bestehen aus wohlgerundeten Geröllen von vorwiegend Quarz, sowie von Kieselschiefer. Die Sande sind weisse oder gelbliche Quarzsande. Durch Beimengung eines thonigen Bindemittels gehen die feineren Quarzsande an manchen Orten in sandigen Thon über, oder das umgekehrte Verhältniss hat statt. Häufig finden sich Klumpen oder kuchenförmige Massen von Sand oder Kies, deren einzelne Körner oder Gerölle durch ein kieselig-thoniges, meist stark eisenschüssiges Bindemittel zu einem festen Sandstein oder Conglomerate verkittet sind, wodurch Knollensteinen ähnliche Gebilde erzeugt werden. In der Kiesgrube am Südende der Bocke (bei 315,3 der Karte), sowie in der Grube weiter nördlich von dieser, lässt sich deutlich beobachten, dass diese Massen an Ort und Stelle entstehen, indem sie ganz dieselbe Schichtung und dieselbe Aufeinanderfolge von verschieden gefärbten Lagen aufweisen, wie die Kiese und Sande, denen sie eingelagert sind.

[1]) Vergl. Erläuterungen zu Section Mittweida 1879. pag. 32 ff.

Man kann hier die ersten Stadien dieses verkittenden Vorganges in Form kleiner, flacher Kuchen von der Grösse eines Handtellers bis zu grossen Schollen von 0,5 Qu.-m Oberfläche verfolgen. Das hier sehr eisenhaltige Bindemittel scheint dem die Kiese überlagernden Lehm zu entstammen. Ausser diesen eisenschüssigen Conglomeraten und Sandsteinen finden sich bei Mittweida an vielen Orten auch eigentliche, feinkörnige, z. Th. sogar krystallinische Braunkohlenquarzite oder Knollensteine vor, welche für die unterste Etage des sächsisch-thüringischen Oligocäns bezeichnend sind. [1]) Nach Aussage der Arbeiter kommen dieselben sowohl in den Sanden unter der Kohle als auch in denen über derselben vor. Nur der letztere Fall konnte von mir selbst beobachtet werden (in GELBRICHT's Grube bei Altmittweida). Eine Anzahl der auf dem Mittweidaer Tertiärgebiete zerstreut liegenden Knollensteine stammt aus dem Geschiebelehm, befindet sich also auf secundärer Lagerstätte.

Die Thone sind theils mager, also sandig, theils rein und fett. Die ersteren sind von lichter, hellgrauer oder bläulicher Farbe und treten im Liegenden der Flötze auf. Letztere sind dunkler, bläulich oder schwärzlich gefärbt, finden sich im Hangenden der Kohle und gehen oft schlierenförmig in den auflagernden Geschiebelehm über. Endlich kommen auch fette, stark mit Braunkohlentheilchen gemischte, schwarzbraun gefärbte Thone dicht unterhalb der Braunkohle oder eingeschaltet in der Blätterkohle vor.

Die Braunkohle bildet im Wesentlichen eine erdige oder mulmige Masse, in welcher massenhaft bituminöses Holz eingelagert ist. Das letztere ist meist brettartig zusammengepresst, doch finden sich auch weniger verdrückte, noch walzenförmige Stammtheile von über 2 m Länge vor. Beim Abbau der Braunkohlen, welcher in Tagebauen und zwar auf den meisten nur vom Spätherbst bis Frühling erfolgt, wird das Holz ausgesondert, um zerkleinert und verfeuert zu werden; die erdige Braunkohle dagegen wird während des Sommers zu sog. Torfziegeln verstrichen. In den liegenden Partieen der Flötze ist die Kohle als Blätterkohle ausgebildet. Diese Varietät besteht in der Hauptmasse aus fest zusammengepressten dünnen Schichten von Laub und Coniferenzweigen (*Glyptostrobus europaeus* BRONGN. sp.). Doch liegen auch viele Holzstückchen, zuweilen selbst grössere Scheite in der Blätterkohle. Nur vereinzelt kommen im Flötz Stücke von pechschwarzer, auf dem Bruch wachsglänzender, harter und schwerer Pechkohle

[1]) LASPEYRES, Diese Zeitschrift 1872. pag. 285. — H. CREDNER, ebendaselbst 1878. pag. 616.

vor (Grube im Pfarrholz). Diese Varietät zeigt unter dem Mikroskop keinerlei Structur mehr. Als seltener, zu Täuschungen leicht verleitender, höchst sonderbarer Erhaltungszustand muss eine Braunkohle erwähnt werden, welche äusserlich von echter, durch Verkohlung im Feuer entstandener Holzkohle nicht zu unterscheiden ist. Derartige Stücke wurden von mir selbst aus der Braunkohle aus der Mitte des Flötzes in MÜLLER's Grube, Altmittweida, herausgezogen. Sie sind ebenso kohlschwarz, seidenglänzend und leicht, wie Holzkohle. Die mikroskopische Beschaffenheit derselben, verglichen mit der von Holzkohle, lehrt jedoch, dass bei deren Entstehung nicht an die Einwirkung von Feuer zu denken ist. Die Kohle zeigt die Structur von *Cupressoxylon*. Die Tracheïden haben noch durchscheinende Wände und ihre Tüpfel sind mit allem Detail erhalten. Sogar die dünne Mittellamelle des Tüpfelraumes ist noch vorhanden.

Die Betheiligung der oben aufgezählten Gesteine an dem Aufbau der Oligocänformation von Mittweida ist nun eine derartige, dass die Kiese und Sande den bei Weitem grössten Antheil nehmen und auch die beträchtlichste Ausdehnung besitzen, während die Thone, wie bereits in den mehrfach citirten Erläuterungen bemerkt, wesentlich auf die östliche Randzone dieses Tertiärgebietes beschränkt sind und hier linsenförmige, sich allseitig auskeilende Einlagerungen zu bilden pflegen, welche 5 m Mächtigkeit erreichen können. In Verbindung mit diesen Thonen tritt die Braunkohle auf, indem sie ersteren muldenförmig eingelagert ist, ein Verhältniss, welches besonders deutlich in STARKE's Grube zu beobachten ist, wo die Kohle auf eine grosse Strecke hin angeschnitten ist. Das gesammte Braunkohlengebiet zerfällt nun in drei von einander durch Kies- und Sandrücken getrennte kleine Mulden (vergl. die cit. Erläuterungen). — Die grösste derselben, die Mulde von Frankenau, erstreckt sich in west-östlicher Richtung von der Mitte des Dorfes Frankenau nach dem unteren Ende von Altmittweida zu. Die Tagebaue, durch welche das Flötz aufgeschlossen ist, liegen sämmtlich in flachen Bodensenkungen, weil hier der Abraum am wenigsten mächtig ist. Eine zweite Mulde liegt südlich von Altmittweida im Pfarrholz und wird hier von einem Seitenthale der vom Holzbach durchflossenen Niederung angeschnitten. Die Braunkohlen, welche im Norden von Ottendorf, jetzt nur noch westlich der Strasse, abgebaut werden, gehören jedenfalls zu derselben Mulde. Das dritte, von dem zuletzt erwähnten durch einen tiefen Thaleinschnitt getrennte Vorkommniss von Braunkohle liegt südlich von Ottendorf. Dasselbe ist zur Zeit nicht mehr aufgeschlossen.

Wenden wir uns nun der Betrachtung der einzelnen Aufschlüsse in den beiden erstgenannten kleinen Mulden zu, um die ihnen allen gemeinsamen Eigenschaften festzustellen. Wir beginnen bei der Aufzählung der Profile im Norden.

In der Mulde von Frankenau liegen:

1. Braunkohlengrube von Berthold im Süden von Frankenau:

| | |
|---|---|
| Diluvialer Lehm . . . . | 1,5 m |
| Diluvialer Kies und Sand . | 0,2—0,3 |
| Grauer Thon . . . . . | 3 |
| Braunkohle . . . . . . | 2—3,5 |

Die Maasse des Profils sind den Erläuterungen entnommen. Der specielle Aufbau der Braunkohle konnte zur Zeit nicht untersucht werden, da in der Grube neuerdings nicht gearbeitet wurde. — Wir stehen hier am Westrande der Mulde. Das Flötz keilt sich hier bald aus, denn in der Grube nebenan, am Gehänge des kleinen, nach dem Dorfe sich öffnenden Seitenthälchens, 50 m entfernt, ist die Kohle bereits nicht mehr vorhanden. Wir haben hier vielmehr:

| | |
|---|---|
| Diluvialer Lehm . | 1 |
| Tertiärer Kies und Thon . . . . . | 2—3 |

2. Starke's Grube am Südende von Frankenau:

| | |
|---|---|
| Geschiebelehm . . . . . . . . . . | 1—2 |
| Kies . . . . . . . . . . . . . . | 1 |
| Fetter Thon . . . . . . . . . . . | 1—2 |
| Braunkohle . . . . . . . . . . . | 3—4 |
| Thoniges Zwischenmittel . . . . . . | 0,1 |
| Braunkohle, nach unten Blätterkohle . | 0,75—1 |
| Brauner, sandiger Thon . . . . . . | 0,25 |
| Magerer, nach oben sehr sandiger Thon | 3—5 |

Die obere, sehr sandige Partie des Thones im Liegenden des Flötzes führte Wurzeln, welche noch öfter erwähnt werden sollen.

3. Gelbricht's Grube, südlich vom Communicationswege nach Altmittweida, am Südrande der Mulde:

| | |
|---|---|
| Geschiebelehm . . . . | 0,5—1 |
| Thon . . . . . . . . / Sand mit Knollensteinen | 0,5—2 |
| Erdige Braunkohle . . | 2,5, |

darunter nach vorliegenden Bohrtabellen:

| | |
|---|---|
| Weisser Thon . . . . | 2 |
| Sand . . . . . . . . . | 0,75 |
| Brauner Thon und Letten | 2,25 |
| Kies und Sand . . . . | 7,5 |

4. ULBRICHT's Grube, nördlich von jenem Weg:

| | |
|---|---|
| Diluvialer Lehm, unten kiesig | 2 |
| Thon mit Zwischenlagen von kohligem Thon. . . . . | 2—2,5 |
| Erdige, holzreiche Kohle . . | 1,5—2 |
| Palmacites-Schicht (s. später) | 0,05 |
| Blätterkohle . . . . . . . | 0,1 |
| Erdige, holzreiche Kohle . . | 0,1 |
| Thonschicht . . . . . . . | 0,01 |
| Blätterkohle . . . . . . . | 0,1 |
| Brauner Thon . . . . . . . | — |
| Thon . . . . . . . . . . | — |

5. JOST's Grube, nördlich an die vorige anstossend:

| | |
|---|---|
| Diluvialer Lehm . . . . . . . | 1—1,5 |
| Erdige Kohle mit Holz . . . . | 2 |
| Blätterkohle . . . . . . . . . | 1 |
| Palmacites-Schicht . . . . . . | |
| Blätterkohle . . . . . . . . . | |
| Blätterkohle mit viel *Potamogeton* | |
| Brauner Thon . . . . . . . . | — |

Nach vorliegenden Bohrtabellen folgt weiter:

| | |
|---|---|
| Thon . . . . . . . . . . . . . | 1,7 |
| Sand . . . . . . . . . . . . . | 2,75 |
| Kies . . . . . . . . . . . . . | 2,2 |
| Grundgebirge, wahrscheinlich Granit | — |

6. MÜLLER's Grube, nördlich von der vorigen gelegen:

| | |
|---|---|
| Geschiebelehm . . . . . . . . . . | 1 |
| Diluvialer Kies. . . . . . . . . . | |
| Erdige Kohle mit viel Holz. . . . . | 3 |
| Blätterkohle mit Palmacites-Schicht. . | 0,3 |
| Blätterkohle mit Zwischenlagen von Thon | 1 |
| Brauner Thon . . . . . . . . . . | — |

7. BÖTTCHER's Grube, östlich von der vorigen:

| | |
|---|---|
| Geschiebelehm . . . . . . | 1 |
| Erdige Braunkohle mit Holz | 2—2,5 |

| | |
|---|---|
| Palmacites-Schicht . . . . | 0,05 |
| Blätterkohle . . . . . . . | 0,2 |
| Thonschicht . . . . . . . | 0,1 |
| Braunkohle . . . . . . . | 0,05 |
| Schwarze Thonschicht . . | 0,2 |
| Blätterkohle . . . . . . . | — |
| Thon . . . . . . . . . | — |

8. Möhler's Grube, nordöstlich von der vorigen:

| | |
|---|---|
| Geschiebelehm . . . . . . . . | 1—2 |
| Thon . . . . . . . . . . . | 1 |
| Sandiger Thon, Sand . . . . . | |
| Braunkohle mit viel Holz . . . | 3—5 |
| Blätterkohle mit Zwischenlagen von schwärzlichem Thon . . . . | |
| Magerer Thon . . . . . . . . | — |

In der Blätterkohle im Liegenden des Flötzes fanden sich hier Reste schwimmender Wasserpflanzen, von *Salvinia* und *Trapa*.

9. Grube an der Bahn, am Ostrand der Mulde:

| | |
|---|---|
| Geschiebelehm . . . . . . | 1—1,5 |
| Grauer Thon . . . . . . . . | 2—3 |
| Erdige Braunkohle mit viel Holz | 1 |

In der Mulde des Pfarrholzes liegen folgende Aufschlüsse:

10. Fuhrmann's Grube im Pfarrholz (Profil im December 1881).

| | |
|---|---|
| Grauer Thon . . . . . . . . . . . | 0,5 |
| Kiesschicht mit Fichtenholz, worunter ein noch festgewurzelter Stamm, alt-alluvialer Waldboden . . . . . . . . | 0,1 |
| Kies mit Knollensteinen . . . . . . | 0,1 |
| Sandiger Thon . . . . . . . . . . | 0,1 |
| Braunkohle . . . . . . . . . . . | 1 |
| Blätterkohle . . . . . . . . . . . | |
| Brauner Thon . . . . . . . . . . | |
| Grauer Thon . . . . . . . . . . | — |
| Sand . . . . . . . . . . . . . | — |

Diese Grube liegt nahe dem Ausgehenden des Braunkohlenflötzes im Pfarrholz.

11. Frühere grosse Grube, südlich von der vorigen, jetzt auflässig (Profil nach den Erläuterungen).

| | |
|---|---|
| Diluvialer Lehm . . | 2 |
| Grauer Thon . . . | 2—3 |
| Braunkohle . . . . | 2 |
| Thon . . . . . . | 0,1—0,2 |
| Braunkohle . . . . | 2 |
| Grauer Thon . . . | — |

12. Frühere, jetzt auflässige Grube nördlich von Ottendorf, östlich von der Strasse nach Mittweida (nach den Erläuterungen):

| | |
|---|---|
| Sandiger Lehm . . . . . . . . | 2,85 |
| Braunkohle mit zwei thonigen Zwischenlagen . . . . . . . . . | 3,72—4,28 |
| Thon . . . . . . . . . . . . | — |

13. Grube westlich der Strasse, nördlich von Ottendorf:

| | |
|---|---|
| Diluvialer Lehm . . | 1 |
| Kies . . . . . . | 1 |
| Braunkohle . . . . | 4 |
| Schwarzer Thon . . | 0,5 |
| Blätterkohle . . . | — |

Suchen wir nun das aus allen oben aufgezählten Profilen Gemeinsame festzustellen, ohne auf die Mächtigkeit der einzelnen Schichten allzugrosses Gewicht zu legen, denn diese muss ja naturgemäss in solch' kleinen Mulden eine sehr schwankende sein. Es ergiebt sich sodann folgendes

**Generalprofil:**

| | |
|---|---|
| Diluvium (Geschiebelehm, lössartiger Lehm, Kies) . . . . . . . . . . . . . . . | bis 2 m |
| Fetter Thon, local vertreten durch Kies oder Sand . . . . . . . . . . . . | bis 3 m |
| Erdige Braunkohle mit viel bituminösem Holz . . . . . . . . . . . . . . . . Blätterkohle mit ein oder mehrthonigen Zwischenmitteln . . . . . . . . . . | bis 6 m |
| Brauner Thon. | |
| Magerer, heller Thon. | |
| Sand oder Kies. | |

### 3. Genesis der Mittweidaer Braunkohlenflötze.

Es soll versucht werden, aus dieser Schichtenfolge mit Benutzung der botanischen Ausbeute die Art der Entstehung der Mittweidaer Braunkohlen abzuleiten. Alle beobachteten Thatsachen drängen uns zu der Ansicht hin, dass diese Braunkohlenmulden durch allmähliche Trockenlegung von Wasserlachen und fortschreitende Ausfüllung derselben durch die abgestorbenen Reste einer an Ort und Stelle wachsenden Sumpf- und Moorvegetation entstanden sind.

Die am tiefsten lagernden organischen Reste, welche gefunden wurden, sind die erwähnten Wurzeln im oberen Niveau des Thones, welcher die Braunkohle in Starke's Grube unterlagert. Dass diese leider nicht näher bestimmbaren Wurzeln nicht etwa zugleich mit dem Thone angeschwemmt und abgesetzt worden sind, geht aus ihrer Lage im Gestein hervor. Sie liegen nämlich nicht auf einer Fläche ausgebreitet, wie es sonst der Fall sein müsste, sondern haben den Thon nach ganz beliebigen Richtungen hin durchwachsen. Namentlich stehen die zarten Wurzeln zweiter Ordnung nach allen Richtungen hin von ihrer Axe ab. Diese Wurzeln gehören also der die Braunkohlen liefernden Vegetation an und sind ein Beweis dafür, dass diese an Ort und Stelle wuchs. Die ersten Vertreter dieser Vegetation waren *Trapa*, *Salvinia* und *Potamogeton*, sämmtlich schwimmende Wasserpflanzen. Sie fanden die ihnen günstigen Lebensbedingungen erst dann vor, als der braune Thon abgelagert war, welcher mit dem Schlamme unserer Teiche zu vergleichen ist. Dann war der Wasserstand ein geringerer geworden, wie es für *Trapa* und *Potamogeton* nothwendig war, welche ihre Wurzeln in den Grundschlamm der Gewässer hinabsenken. Die Anwesenheit der genannten Pflanzen beweisen Früchte von *Trapa Credneri* Schenk, Blätter einer *Salvinia* und ganze Lagen von in einander verfilzten Blättern von *Potamogeton amblyphyllus*, welche sämmtlich in der unteren Blätterkohle gefunden wurden. Zugleich überdeckte der herbstliche Laubfall des Waldes, welcher die Gestade umgürtete, den Boden des flachen Weihers mit abgefallenen Blättern verschiedenartiger Waldbäume, sowie zahlreichen *Glyptostrobus*-Zweigen. So entstand die Blätterkohle, welche auch hin und wieder Holzstücke enthält, mitunter selbst grössere Stammtheile von Bäumen, die vom Ufer in's Wasser stürzten. Was die thonigen Zwischenlagen in der Blätterkohle betrifft, so zeigen diese an, dass zu gewissen Zeiten die in die Wasserlachen mündenden Zuflüsse grosse Schlammmassen mit sich führten. Die im höheren Niveau der Blätterkohle in mehreren

Gruben mit grosser Constanz auftretende Schicht von Stammtheilen des *Palmacites Daemonorhops* Heer scheint nicht durch Herbeischwemmung und Ablagerung von Palmenstämmen erklärt werden zu können, die vom Uferrande her in's Wasser fielen. Es wäre ja geradezu wunderbar, dass während einer so langen Zeit, wie sie die oft 5 cm dicke Lage von zu Pappendicke verdrückten Stämmen erfordert, immer nur dieser eine Baum herbeigeschwemmt worden sein sollte. Und wie sollten seine Reste auf einer so grossen Fläche so gleichmässig und zwar stets in einem ganz bestimmten Niveau abgesetzt worden sein? Vielmehr ist anzunehmen, dass die genannte, den Rotang-Arten der indischen Dschungel verwandte Palme gesellig an dem nämlichen Orte aufwuchs, wo ihre Ueberreste begraben liegen. Sie fand die für ihr Wachsthum günstigsten Verhältnisse, wie man aus dem Niveau der betreffenden Schicht schliessen darf, dann vor, als der Wasserstand sein Minimum erreicht hatte, und aus der offenen Wasserfläche ein Moor zu werden begann. Sie wuchs also unter Verhältnissen, wie etwa unser Schilfrohr, welches ja auch ganze Teiche überwuchert, sobald diese seicht geworden sind. An die Stelle dieses Palmenwuchses rückte endlich, vom Ufer aus fortschreitend, der eigentliche Wald. Sein Hauptvertreter waren die Nadelhölzer, welche *Cupressoxylon Protolarix* Göpp. sp. lieferten. In diese Kategorie gehört die grosse Masse des bituminösen Holzes innerhalb der erdigen Braunkohle in der mittleren und oberen Region der Flötze. Ausserdem sind uns von jenem Sumpfwalde zahlreiche Stammstücke einer Birke in der Kohle aufbewahrt worden. Von den Waldbäumen, auf welche die in der Blätterkohle gefundenen Blätter hinweisen, sind wahrscheinlich nur ein Theil, wie z. B. *Salix varians* Göpp., *Acer trilobatum* Al. Br. und *Glyptostrobus europaeus* Brongn. in jenem Walde gewachsen. Denn der Untergrund desselben war morastig, sonst wäre eine Braunkohlenbildung und namentlich die Erhaltung des Fallholzes nicht möglich gewesen. Andere von jenen auf der Liste später zu nennenden Bäumen aber, wie namentlich die beiden Leguminosen, dürften auf einen trockeneren Standort hindeuten. Der Wind mag ihre Blätter von entlegeneren Punkten her in den Sumpf geweht haben. Die häufigsten Blätter der Blätterkohle gehören übrigens der genannten Weidenart an.

Das hier gegebene Bild von der Entstehung der Mittweidaer Braunkohlen wird an Wahrscheinlichkeit gewinnen, wenn wir die Verhältnisse zum Vergleich heranziehen, welche in einem benachbarten Braunkohlengebiete des Leipziger Kreises, in Tanndorf bei Leisnig, vorliegen. Dass diese Ablagerung, ebenso wie diejenige von Brandis und Machern bei Leipzig,

mit der von Mittweida gleichalterig ist, wird in einer späteren Arbeit eingehender begründet werden. Die Tanndorfer Braunkohle hat nun einen ganz analogen Aufbau, wie die von Mittweida. Eine Schilderung desselben giebt H. CREDNER.[1]) Auch hier enthalten die unteren Schichten des Flötzes, welche von einem dünnschichtigen, bituminösen Thone gebildet werden, Reste schwimmender Wasserpflanzen, von *Salvinia* und *Trapa*. Dann folgen Lagen voll von *Arundo*-Stengeln und Laubblättern, endlich die eigentliche holzreiche Braunkohle. *Palmacites Daemonorhops* HR. bildet auch bei Tanndorf, wie später von mir constatirt werden konnte, eine zusammenhängende Schicht im liegenden Theile des Flötzes, oberhalb des Wasserpflanzenniveaus. Das *Cupressoxylon Protolarix* GÖPP., welches auch hier die Hauptmasse des Flötzes liefert, mag in Tanndorf von *Sequoia Couttsiae* HR. herrühren, deren Samen daselbst vorkommen. Auch für Brandis und Machern hat SCHENK[2]) das Dasein dieser Conifere an Zapfen und Samen constatirt und das genannte Holz damit in Zusammenhang gebracht. Sehr wahrscheinlich rührt auch das bituminöse Holz in Mittweida, zum Theil wenigstens, von diesem Baume her. Dass übrigens die in Frage kommenden Coniferen wirklich an Ort und Stelle gewachsen sind, wo ihr Holz sich befindet, wird bei Tanndorf durch aufrechte, festgewurzelte Baumstümpfe (*Cupressoxylon Protolarix* GÖPP.) bewiesen, welche auf dem Flötze stehen und in den hangenden Thon hineinragen.[3]) Besonders schön war dies im Winter 1881 in Tanndorf zu beobachten.

Endlich weisen wir darauf hin, dass der Aufbau der Mittweidaer Flötze im Allgemeinen derjenigen Schichtenfolge analog ist, welche in der Braunkohle von Salzhausen herrscht. Auch dort hat man im untersten Niveau die Blätterkohle, darüber die erdige, holzreiche Braunkohle.[4]) Für die dortigen Flötze hat R. LUDWIG in trefflicher Weise nachgewiesen, dass sie eine Sumpf- und Moorbildung sind.

## 4. Das geologische Alter der Mittweidaer Kohlenformation.

Wenden wir uns jetzt zur Altersbestimmung der Mittweidaer Braunkohlenformation, und zwar zunächst auf Grund der paläontologischen Anhaltepunkte. Zu diesem Zwecke fassen

[1]) H. CREDNER, Das Oligocän des Leipziger Kreises, diese Zeitschrift 1878. pag. 624.

[2]) Bot. Zeitung 53. 1869.

[3]) Diese Zeitschrift l. c. pag. 625.

[4]) R. LUDWIG, Fossile Pflanzen aus der ältesten Abtheil. der Rhein.-Wetter. Tertiärformation, Palaeontogr. VIII. — H. TASCHE, Die Braunkohlenlager von Salzhausen, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 59. pag. 521.

wir zunächst die freilich nur kleine Liste der dort im Laufe der Monate Juni bis December 1881 und Januar bis Mai 1882 gesammelten fossilen Pflanzen in's Auge. Ihrer tabellarischen Aufzählung sind Angaben über anderweitige Fundorte jeder Species zugleich mit dem geologischen Alter der betreffenden Schichten beigefügt, welche zum grössten Theil der bekannten Zusammenstellung O. HEER's entnommen sind.[1] Für das geologische Niveau der böhmischen Fundorte sind die Angaben STUR's als maassgebend betrachtet worden.[2] Die pflanzenführenden Schichten des Mte. Promina bei Sebenico und von Häring in Tyrol gelten nach C. v. ETTINGSHAUSEN und F. v. HAUER als eocän.[3] Bei den fossilen Pflanzenarten, welche eine allgemeinere Verbreitung besitzen, sind nur einige der bekannteren und wichtigeren Fundstellen, und zwar namentlich die ältesten und jüngsten Vorkommnisse, angeführt worden. *Cupressoxylon Protolarix* GÖPP. wurde als Collectivbegriff bei der Altersbestimmung nicht verwerthet. Dasselbe gilt naturgemäss von den nur bis auf das Genus sicher bestimmbaren Resten. In die Liste wurde auch *Carpolithes Mittweidensis* ENGELH. aufgenommen, welchen ENGELHARDT aus der Braunkohle von Mittweida beschrieb.[4]

**Tabellarische Uebersicht über die Mittweidaer oligocäne Flora und ihr Vergleich mit anderen Floren.**

| Pflanzen von Mittweida. | Andere Fundorte. | Geolog. Alter derselben. |
|---|---|---|
| 1. *Trematosphaeria lignitum* HR. sp. | Bovey Tracey. | (? O. O.) |
| 2. *Phacidium umbonatum.* | — | |
| 3. *Xylomites varius* HR. | Öningen. | (O. M.) |
| | Köflach. | (M.) |
| 4. *Blechnum Göpperti* ETT. | Mte. Promina. | (E.) |
| | Priesen. | (U. O.) |
| | Sobrussan. | (U. M.) |
| 5. *Woodwardia minor.* | — | |

[1]) O. HEER, Untersuchungen über das Klima des Tertiärl., Fl. Tert. Helv. III.

[2]) STUR, Studien über die Altersverhältnisse der nordböhmischen Braunkohlenbildung, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1879. 29. Bd. 1. 1. Heft.

[3]) C. v. ETTINGSHAUSEN, Die eocäne Flora des Mte. Promina. — Derselbe, Die fossile Flora von Häring pag. 97. — F. v. HAUER, Die Geologie etc. 1878. pag 557.

[4]) ENGELHARDT, Flora der Braunkohlenformation im Königreich Sachsen pag. 32.

| Pflanzen von Mittweida. | Andere Fundorte. | Geolog. Alter derselben. |
|---|---|---|
| 6. *Salvinia* spec. | | |
| 7. *Glyptostrobus europaeus* Brongn. | Rivaz<br>Salzhausen<br>Prasberg<br>sowie im ganzen<br>bis | (O. O.)<br>(O. O.)<br>(O. O.)<br>(M.)<br>(P.) |
| 8. *Cupressoxylon Protolarix* Göpp. | | |
| 9. *Potamogeton amblyphyllus.* | — | |
| 10 *Palmacites Daemonorhops* Hr. | Bovey Tracey<br>Salzhausen | (O. O.)<br>(O. O.) |
| 11. *Betulinium* sp. (*Betula Salzhausensis* Göpp.) | | |
| 12. *Fagus Feroniae* Ung. | Salzhausen<br>Priesen<br>Preschen<br>Parschlug | (O. O.)<br>(M. O.)<br>(U. M.)<br>(O. M.) |
| 13. *Quercus Haidingeri* Ett. | La Borde<br>Locle, Öningen<br>Wien | (U. M.)<br>(O. M.)<br>(M. M.) |
| 14. *Carya ventricosa* Ung. | Salzhausen<br>Niederrhein<br>Kaltennordheim | (O. O.)<br>(O. O.)<br>(U. M.) |
| 15. *Myrica salicina* Ung. | Priesen<br>Radoboj<br>Novale<br>Petit-mont<br>Öningen | (M. O.)<br>(U. M.)<br>(U. M.)<br>(M. M.)<br>(O. M.) |
| 16. *Salix varians* Göpp. | Priesen<br>Kutschlin<br>Salzhausen<br>sowie im ganzen | (M. O.)<br>(O. O.)<br>(O. O.)<br>(M ) |
| 17. *Platanus aceroides* Göpp. | Kutschlin<br>Senegaglia<br>Öningen<br>Schossnitz | (O. O.)<br>(O. M.)<br>(O. M.)<br>(O. M.) |
| 18. *Anona Altenburgensis* Ung. | Altenburg i. S. | — |
| 19. *Acer trilobatum* Al. Br. | Priesen<br>Rivaz<br>Niederrhein<br>Salzhausen<br>sowie im ganzen | (M. O.)<br>(O. O.)<br>(O. O.)<br>(O. O.)<br>(M.) |
| 20. *Celastrus* sp. | | |
| 21. *Cluytia aglaiaefolia* Wess. et Web. | Insel Wight<br>Niederrhein | (O. E.)<br>(O. O.) |
| 22. *Trapa Credneri* Schenk. | — | |

| | Pflanzen von Mittweida. | Andere Fundorte. | Geolog. Alter derselben. |
|---|---|---|---|
| 23. | *Daphne personiaeformis* Web. et Wess. | Samland<br>Niederrhein | (M. O.)<br>(O. O.) |
| 24. | *Dalbergia retusaefolia* Hr. | Niederrhein<br>Öningen | (O. O.)<br>(O. M.) |
| 25. | *Dalbergia* spec. | | |
| 26. | *Cassia pseudoglandulosa* Ett. | Kutschlin<br>Häring | (O. O.)<br>(E.) |
| 27. | *Aristolochia Aesculapi* Hr. | Hoher Rhonen | (O. O.) |
| 28. | *Nyssa ornithobroma* Ung. | Salzhausen | (O. O.) |
| 29. | *Apocynophyllum helveticum* Hr. | Samland<br>Bornstedt<br>Bagnasco<br>Walpkringen | (M. O.)<br>(M. O.)<br>(U. M.)<br>(U. M.) |
| 30. | *Carpolithes nitens* Hr. | Bovey Tracey<br>Salzhausen | (O. O.)<br>(O. O.) |
| 31. | *Carpolithes nymphaeoides.* | — | |
| 32. | *Carpolithes mittweidensis* Engelh. | — | |

Auf Grund dieser Aufzählung gehören von 27 für unsere Zwecke verwendbaren Species

7 der sächsischen Braunkohle ausschliesslich an,
5 dem Ober-Oligocän,
1 dem Unter- bis Ober-Oligocän,
2 dem Eocän bis Ober-Oligocän an;
10 reichen vom Oligocän (z. Th. schon vom Mittel-Oligocän, 1 schon vom Eocän an) bis in's Miocän;
1 gehört dem Unter-Miocän,
1 dem gesammten Miocän an.

Aus dieser vergleichenden Zusammenstellung leuchtet ein, dass eine exacte Altersbestimmung auf Grund des paläontologischen Befundes und des Vergleiches dieser Flora mit anderen Tertiärfloren, deren geologisches Niveau als feststehend gilt, unthunlich ist, da die bei Mittweida vorkommenden Arten auf zu viele z. Th. weit auseinander liegende Stufen des Tertiärs vertheilt sind. So viel aber dürfte doch mit einiger Sicherheit hervorgehen, dass unsere kleine Mittweidaer Flora mehr den Charakter des Oligocäns, als den des Miocäns trägt, und zwar scheinen die 5 aufgezählten Formen, welche sonst nur aus für oberoligocän angesprochenen Ablagerungen bekannt sind, speciell auf die obere Abtheilung des Oligocäns, auf die aquitanische Stufe Mayer's hinzuweisen. So hat denn auch

bereits SCHENK[1]) die Flora des mit dem Mittweidaer gleichalterigen Braunkohlenreviers von Brandis, Machern und Grimma, wo noch eine weitere Anzahl anscheinend für das Ober-Oligocän sprechender Pflanzen gefunden wurde, mit Bovey Tracey und Salzhausen parallelisirt. Letztere, sowie die niederrheinische Braunkohle haben in der That eine verhältnissmässig nicht unbeträchtliche Anzahl Pflanzen mit Mittweida gemeinsam. Fragen wir uns jedoch inwieweit und ob überhaupt der genaue geologische Horizont dieser Fundorte tertiärer Pflanzen, ihre exacte Stellung in der geologischen Schichtenreihe, sicher ermittelt ist. Zunächst muss man dies für Bovey Tracey unbedingt verneinen. Diese kleine Braunkohlenablagerung steht in durchaus keiner Verbindung mit marinen, fossilführenden Tertiärgebilden, deren Fauna das genaue Niveau jener Schichtengruppe entscheiden könnte.[2]) Es fehlt also jeder maassgebende Anhaltspunkt, um die pflanzenführenden Schichten von Bovey Tracey einem ganz bestimmten Horizonte des Tertiärs einzureihen, für dessen Gliederung doch gerade die thierischen Reste ausschlaggebend waren. Um das exacte tertiäre Alter der Mittweidaer Braunkohlenformation zu ermitteln, genügt demnach ein Vergleich mit Bovey Tracey durchaus nicht.

Was nun zweitens die Flora von Salzhausen und Hessenbrücken in der Wetterau betrifft, so weichen über deren geologische Stellung die Ansichten der Geologen und der Botaniker auseinander. Nach F. SANDBERGER und H. C. WEINKAUF steht die fragliche Braunkohle mit dem Litorinellenkalk in Zusammenhang, welcher dem Mittel-Miocän (helvetische Stufe) angehört. R. LUDWIG dagegen schrieb der Braunkohle von Salzhausen ein unteroligocänes Alter zu[3]), und C. v. ETTINGSHAUSEN, welcher ebenfalls die dortige Flora untersuchte, reihte sie wenigstens in die aquitanische Stufe ein.[4])

Am Niederrhein endlich ist constatirt, dass Kohlenflötze über marinen Thonen und Sanden des Mitteloligocäns vorkommen. Daher verglichen O. WEBER und O. HEER mit Recht die Flora der niederrheinischen Braunkohlen mit derjenigen der aquitanischen Stufe[5]), eine Altersbestimmung, welche auch H. v. DECHEN anerkennt.[6]) Ein noch jüngeres Alter giebt den Braunkohlen des Niederrheins F. SANDBERGER[7]), indem er die-

[1]) Bot. Zeitung 23. 1869.
[2]) W. PENGELLY, The Lignites and Clays of Bovey Tracey.
[3]) R. LUDWIG, Palaeontograph. VIII. pag. 39.
[4]) C. v. ETTINGSHAUSEN, Die fossile Flora der älteren Braunkohlenformat. d. Wetterau, Sitzungsber. d. k. Ak. d. Wiss. Bd. LVII. I. Abth. April 1868.
[5]) O. HEER. Klima des Tertiärl. pag. 103.
[6]) H. v. DECHEN, G. Führer durch das Siebengebirge pag. 854.
[7]) F. SANDBERGER, Untersuchungen über das Mainzer Tertiärbecken pag. 85.

selben, wie diejenigen des Westerwaldes und der Wetterau, mit dem miocänen Litorinellenkalk parallelisirt.

Wenn man aber auch auf Grund der Uebereinstimmung einer Anzahl der bei Mittweida gefundenen Pflanzen mit solchen der Flora der niederrheinischen und Wetterauer Braunkohlen auf ein oberoligocänes oder gar miocänes Alter der Mittweidaer Braunkohlenbildung schliessen darf, so wird dem durch die Beziehungen der letzteren zu dem marinen Mittel-Oligocän der Leipziger Gegend auf das Bestimmteste widersprochen. Bei Leipzig und in der weiteren Umgebung dieser Stadt tritt unter dem Stettiner Sand und Septarienthon des Mittel-Oligocäns ein mit Thonen und Sanden verbundenes Braunkohlenflötz auf. Bereits H. Credner hat gezeigt, dass die Braunkohlen-führenden Schichtengruppen von Beiersdorf und Altenbach bei Grimma, von Tanndorf und von Mittweida mit diesem tiefsten Leipziger Flötze ihrer geologischen Stellung nach identisch sind.[1]) Sie repräsentiren die am weitesten nach S. und SO. vorgeschobenen Ausläufer dieser von ihm als unteroligocän bezeichneten Ablagerungen, deren Zusammenhang theils durch spätere Erosion, theils durch ursprüngliche Durchragungen älterer Gesteine unterbrochen ist. Diese auf die Verfolgung der Lagerungsverhältnisse gegründete Ansicht H. Credner's wird durch den paläontologischen Befund vollkommen bestätigt. Kennen wir auch aus dem nur durch Bohrungen erreichten Leipziger unteren oder Hauptbraunkohlenflötz keine pflanzlichen Reste, so wird doch dasselbe Flötz bei Brandis, in etwa 2 Meilen Entfernung östlich von Leipzig, abgebaut und hat hier eine paläontologische Ausbeute gegeben, mit deren Beschreibung ich gleichfalls beschäftigt bin. Mit dem Flötz von Brandis hat nun dasjenige von Mittweida folgende charakteristische Pflanzen gemeinsam: *Palmacites Daemonorhops* Hr., *Glyptostrobus europaeus* Brongn., *Blechnum Göpperti* Ett., *Nyssa ornithobroma* Ung., *Cluytia aglaiaefolia* Wess. et Web., *Carpolithes nymphaeoides* Beck. Die Identität der Mittweidaer Flötze mit dem Leipziger Hauptflötz wird durch diese Aehnlichkeit der Floren erhärtet. Da nun aber dieses Hauptflötz ganz sicher unter dem marinen Mittel-Oligocän lagert, so gelangen wir zu dem Resultate, dass die Braunkohlenformation von Mittweida, deren Flora zu beschreiben unsere Hauptaufgabe sein soll, unzweifelhaft einem Niveau unter dem Septarienthon angehört und demnach zum Unter-Oligocän oder mindestens zum unteren Mittel-Oligocän zu rechnen ist.

[1]) Diese Zeitschrift 1878. pag. 653 ff.

## II. Botanischer Theil.

### *Pyrenomycetes.*

#### 1. *Trematosphaeria lignitum* (*Sphaeria lignitum* Hr.). Taf. XXXI. Fig. 1.

O. Heer, On the fossil Flora of Bovey Tracey pag. 1044. Pl. LV. f. 1 – 3.

Die Perithecien dieses Kernpilzes, welche heerdenweise auf der Borke eines Laubholzes sitzen, sind conisch, mit einem Zäpfchen versehen, welches eine feine Oeffnung trägt, dickwandig, an der kreisrunden Basis 0,5 mm im Durchmesser, glänzend schwarz.

In diesen äusseren Merkmalen stimmen sie gut mit *Sphaeria lignitum* Hr. überein; nur ist das Zäpfchen der Perithecien nicht so scharf abgesetzt, wie bei der von Heer abgebildeten Form, was aber nicht von Wichtigkeit ist.

Die Perithecien wurden geöffnet und die wohlerhaltenen Ascosporen herausgenommen. Dieselben sind 2—4 zellig, braun, 0,0034 mm lang. Die Schläuche waren nicht erhalten.

Herr Frank in Berlin, dem ich durch freundliche Vermittelung des Herrn Schenk ein Exemplar des fossilen Pilzes vorlegen durfte, hatte die grosse Güte, denselben in Hinsicht auf seine Verwandtschaftsverhältnisse mit lebenden Gattungen zu untersuchen. Nach ihm, dem ich zu grossem Danke verpflichtet bin, entspricht der tertiäre Pyrenomycet der lebenden Gattung *Trematosphaeria* Fuckel, mit welcher er auch im Vorkommen auf Baumrinden übereinstimmt. Es ist daher wohl erlaubt, Heer's Bezeichnung in *Trematosphaeria lignitum* umzuändern. Die lebende *Sphaeria umbrina* Fr., mit welcher Heer unseren Pilz verglich, stimmt nicht mit demselben überein. Bei einem vorliegenden Exemplare desselben waren die Ascosporen stets nur 2—3 zellig und bloss 0,0024 mm lang.

Anhang. Das Beispiel eines so ausgezeichnet erhaltenen Kernpilzes steht in der Flora der sächsischen Braunkohlen nicht einzig da. Aus dem Flötz von Brandis bei Leipzig wird an anderer Stelle eine zweite ebenso schön erhaltene Art als *Cucurbitariopsis congregata* beschrieben werden, von welcher die Pykniden von der Form eines abgestumpften Kegels mitsammt den 0,001 mm langen Stylosporen erhalten sind.

### *Discomycetes.*

#### 2. *Phacidium umbonatum* nov. sp. Taf. XXXI. Fig. 2.

Die Perithecien, welche auf einem unbestimmbaren Blattfragment sitzen, sind kreisrund, mit scharf umschriebenem

Rand versehen, schwarz, 0,5 mm im Durchmesser. In der Mitte tragen sie eine kleine nabelförmige Erhöhung. An Stelle derselben zeigt das eine Exemplar einen unregelmässigen Riss. (Vergl. Fig. 2 vergr.)

Sie ähneln in ihrer äussern Gestalt sehr den Perithecien des *Phacidium Aquifolii* Schm. (*Centhospora phacidioides* Grev.). Unter den bekannten fossilen Discomyceten konnte keine der unsrigen vollständig entsprechende Form ausfindig gemacht werden. Gewisse Aehnlichkeit hat *Sphaeria Mureti* Hr. (Fl. Tert. Helv. III. pag. 148. t. 142. f. 18).

### 3. *Xylomites varius* Hr., var. *Salicis*.

### Taf. XXXI. Fig. 3.

Fl. Tert. Helv. I. pag. 19. t. 1. 9f.

Auf einem Blatte von *Salix varians* Göpp. sitzen nahe der Mittelrippe rundliche bis unregelmässig polygonale, wallförmige Ueberreste von Perithecien, welche auf einen Scheibenpilz hindeuten. Dieselben stimmen in den Umrissen mit *Xylomites varius* Hr. überein. Eine nähere Bestimmung als diejenige, welche in dem allgemeinen Namen der Species enthalten ist, liess der Erhaltungszustand nicht zu. Ausser den grösseren wallförmigen Erhabenheiten bemerkt man auf demselben Blatte, in der Nähe des Randes, noch eine Anzahl kleinerer, nur mit der Loupe wahrnehmbarer, schwärzlich umrandeter Flecken, welche vielleicht jüngere Stadien desselben Pilzes darstellen.

## *Polypodiaceae.*

### 4. *Blechnum Göpperti* Ettingsh.

### Taf. XXXI. Fig. 4.

Synon.: *Aspidites dentatus* Göpp., Syst. Fil. Foss. pag. 355. t. 21. f. 7.
*Taeniopteris dentata* Sternb., Fl. d. Vorw. II. pag. 141. – Unger, Gen. et Spec. Plant. Foss. pag. 241.
*Marattiopsis dentata* Schimp., Traité d. Palaeontol. vég. Tom. I. p. 607.
*Blechnum Braunii* Ettingsh., Eoc. Flora d. Mte. Promina, Denkschr. d. k. Ak. d. Wiss. VIII. pag. 10. t. 14. f. 2. – Die fossile Flora von Bilin I. pag. 91. t. 3. f. 5—8.

Es liegen mehrere Bruchstücke von Fiederchen aus der Blätterkohle von Altmittweida vor und einige Abdrücke solcher aus einer thonigen Lage der Blätterkohle von Frankenau. Dieselben sind gezähnt. Der Hauptnerv ist hervortretend. Die zahlreichen zarten, ein bis zweimal sich gabelnden, parallel verlaufenden Seitennerven entspringen unter rechtem oder spitzem Winkel. Ihre Gabelästchen sind randläufig.

Es gelang, die geschlängelten Epidermiszellen eines Fie-

derchens sichtbar zu machen, sowie ein leiterförmig verdicktes Gefäss aus demselben zu isoliren. (Vergl. die Figur.)

Zu der Vereinigung der beiden Arten C. v. ETTINGSHAUSEN's berechtigen uns zahlreiche z. Th. ziemlich vollständige Fiederchen dieses Farnes, welche in Brandis bei Leipzig vorkamen. Hier fanden sich, auf demselben Stück Braunkohle abgedrückt, breitere und schmälere, gröber und feiner gezähnte Fiederchen vor, deren Seitennerven bald unter fast rechtem, bald unter spitzem Winkel auslaufen. Schon eine Betrachtung mehrerer Exemplare von *Blechnum brasiliense* KUNZE, an welchem dieselben Uebergänge zu bemerken sind, lehrt uns, dass die von C. v. ETTINGSHAUSEN zur Unterscheidung verwandten Merkmale nicht benutzt werden dürfen.

Aus demselben Farn sind von SCHIMPER in seinem Traité zwei Arten gemacht worden. Einmal, Tom. I. pag. 607, wird er als neubegründete Gattung *Marattiopsis dentata* SCH. mit Zusatz der Synonyma *Aspidites dentatus* GÖPP. und *Taeniopteris dentata* STERNB. eingeführt. Das zweite Mal, Tom. I. pag. 650, wird er als *Blechnum Göpperti* ETT. mit Hinzufügung derselben Synonyma aufgezählt. Dass an *Marattia* nicht zu denken ist, beweist die durch C. v. ETTINGSHAUSEN bekannt gewordene Fructification. Aber auch in der Nervatur ähnelt *Marattia fraxinea,* wie SCHIMPER will, dem tertiären Farne nicht.

### 5. *Woodwardia minor* nov. spec.

Taf. XXXI. Fig. 5, a — d (d vergrössert).

Die Fiedern sind fiederspaltig. Die einzelnen Lappen derselben sind länglich, 1—2 cm lang, ganzrandig oder ganz seicht gekerbt, oben abgerundet, etwas einseitig gebogen, fast gegenständig, genähert. Der deutlich hervortretende Hauptnerv der Fiederlappen sendet zahlreiche, gabeltheilige Seitennerven aus. Diese entspringen unter spitzem Winkel, anastomisiren untereinander im unteren Theile des Lappens längs dem Hauptnerv und verlaufen sodann gerade oder schwach abwärts gebogen zum Rande. Längs der Rhachis anastomosiren die Seitennerven, welche in die Winkel der Fiederlappen abgehen. Mit den Resten dieses Farnes zusammen kommen in der Blätterkohle von Altmittweida spiralig eingerollte Farnwedel vor, welche möglicherweise ebendahin gehören (Fig. 5 b).

Nach der Nervatur mit ihren Anastomosen ist dieser Farn eine *Woodwardia.* Es mag aber daran erinnert werden, dass auch bei *Pteris*-Arten, z. B. bei *Pteris Woodwardioides* BORY, ähnliche Nervaturen vorkommen.

Von den fossilen *Woodwardia*-Arten ähnelt *Woodwardia*

*Rössneriana* Hr. (Unger, Chl. Protog. pag. 123. t. 37, und Heer, Fl. Tert. Helv. I. pag. 29). Jedoch unterscheiden sich unsere Exemplare sämmtlich durch die geringere Grösse der Lappen und durch nur eine Reihe von Anastomosen längs dem Hauptnerv von *Woodwardia Rössneriana* Hr. In der Sammlung der königl. sächsischen geologischen Landesuntersuchung befanden sich mehrere Exemplare desselben Farnes von Tanndorf bei Leisnig (Fig. 5c). Da diese genau dieselben Merkmale zeigen, wie diejenigen von Mittweida, so haben wir doch wohl in dem Farn keine blosse Form von *Woodwardia Rössneriana* Hr. vor uns, sondern eine selbstständige Art. Es wird der Name *Woodwardia minor* für dieselbe vorgeschlagen.

In der Nervatur und Form der Fiederchen ähnelt sie ungemein der lebenden *Woodwardia virginica* Smith. Wie diese, mag der fossile Farn eine Sumpfpflanze gewesen sein, worauf auch das Vorkommen in der Blätterkohle hindeutet.

### *Salviniaceae.*

#### 6. *Salvinia* spec.

In einer thonigen Schicht der Blätterkohle von Altmittweida fanden sich Fetzen von *Salvinia*-Blättern. Eins davon liess deutlich die mit einem tiefen Einschnitt versehene Basis erkennen. Unter dem Mikroskop traten die Felder hervor, welche durch die Lufthöhlen abgegrenzt werden.

Wenn auch das Genus dieser Reste sicher bestimmt werden konnte, so genügten sie doch nicht, um die Species erkennen zu lassen.

### *Cupressineae.*

#### 7. *Glyptostrobus europaeus* Brongn. sp.
#### Taf. XXXI. Fig. 6.

O. Heer, Fl. Tert. Helv. I. pag. 51. t. 19, 20.

Die dicht verzweigten Aestchen haben schuppenförmige, stumpf zugespitzte, mit einem Längsnerven und mit herablaufender Basis versehene, wechselständige Blätter. Meist sind diese dem Stengel angedrückt, an einigen kleinen Aestchen aber waren sie abstehend und zugleich lanzettlich. Die vielfach noch an den Zweigen befindlichen, häufig aber einzeln aufgefundenen Zapfen sind oval bis kugelig, bis 15 mm lang, am Grunde verschmälert, meist plattgedrückt. Ihre Schuppen zeigen deutlich den tief gekerbten, fächerförmig ausgebreiteten vorderen Theil, welcher für die Art so charakteristisch ist. Unterhalb der gekerbten Partie der Schuppen befindet sich eine sehr stark hervortretende bogenförmige Kante.

Die Zweige dieses Baumes setzen in der Blätterkohle von Mittweida ganze Lagen zusammen.

8. *Cupressoxylon Protolarix* Göpp. sp.

J. Felix, Studien über fossile Hölzer pag. 46 ff.
„ Beiträge zur Kenntniss fossiler Coniferenhölzer in Engler's bot. Jahrb. 1882. III. Bd. 3. Heft pag. 270 ff.

Alle von mir untersuchten bituminösen Coniferenhölzer aus der Braunkohle von Mittweida gehören zu *Cupressoxylon Protolarix*. Der Bau dieses Holzes ist von J. Felix so gründlich und erschöpfend beschrieben worden, dass wir darauf nicht weiter einzugehen brauchen. Die für Stamm- und Asthölzer dieser Art von Felix angegebenen Unterschiede in der Structur konnten an einigen Exemplaren, wo sich noch ein Ast am Stamme befand, völlig bestätigt werden.

Es muss bemerkt werden, dass, obwohl die Zweige von *Glyptostrobus* in der Braunkohle unseres Gebietes so häufig sind, kein Holz aufgefunden wurde, welches die von Kraus für das Glyptostrobusholz angegebenen Merkmale gezeigt hätte.

*Najadeae.*

9. *Potamogeton amblyphyllus* nov. spec.
Taf. XXXI. Fig. 7.

Die Blätter sind linear, lang (Bruchstücke von 9 cm Länge), bis 5 mm breit, meist schmäler, häutig, biegsam, ganzrandig. Einige haben einen schwach gewellten Rand. Sie bilden an der Basis eine Scheide und laufen in eine stumpfe Spitze aus. Sie haben einen Mittelnerv. Die fossile Art gehört nach diesen Kennzeichen in die Section *Graminifolia* Kunth. Namentlich hat sie grosse Aehnlichkeit mit langblättrigen, einnervigen Formen von *Potamogeton obtusifolius* M. et K. An diese Analogie soll der Speciesname erinnern. Auch im Bau der Blattepidermis, deren Zellen in der Längsrichtung des Blattes gestreckt sind, ähnelt die fossile Art der genannten lebenden. Bei anderen lebenden Najadeen mit ähnlichen Blättern, welche zum Vergleich herbeigezogen wurden, sind die Epidermiszellen nicht oder nur in der Querrichtung des Blattes gestreckt (*Potamogeton acutifolius* Link, *P. zosteraefolius* Schum., *Zostera marina* L.) Das oligocäne Laichkraut besass keine sclerenchymatischen Elemente unter seiner Epidermis als mechanisches Schutzgewebe gegen strömendes Wasser. Die mikroskopische Structur dieser Wasserpflanze steht also im Einklang mit den übrigen Thatsachen, die darauf hinweisen, dass die

Braunkohle von Mittweida in einem ruhigen Gewässer abgelagert wurde.

Von den bekannten fossilen *Potamogeton*-Arten ähnelt entfernt *Potamogeton Poacites* Ett. (C. v. Ettingshausen, Die fossile Flora von Sagor pag. 15. t. 3) unseren Exemplaren. Die Art von Sagor hat aber zu einem Stiel verschmälerte Blätter.

Unzählige Blätter dieses *Potamogeton amblyphyllus* bilden, zu einem förmlichen Filz zusammengepresst, im Liegenden der Blätterkohle in Jost's Grube bei Altmittweida eine bis 1 cm dicke Schicht.

## *Palmae.*

### *Calameae* Kunth.

### 10. *Palmacites Daemonorhops* Hr.

### Taf. XXXI. Fig. 8—13.

Syn.: *Palaeospatha Daemonorhops* Ung.
*Chamaerhops teutonica* Ludw.

Unger, Syll. pl. foss. pag. 9. t. 2. f. 9—12.
Ludwig, Palaeontogr. VIII. pag. 86. t. 20. f. 2—3.
O. Heer, On the fossil Fl. of Bovey Tracey pag. 1057. Pl 62, 55. f. 7—15.
Schenk, Bot. Zeitung 23. 1869.
Engelhardt, Flora der Braunkohlenform. in Sachsen 1870. pag. 30. t. 9. f. 2-3.

Die Kenntniss dieser Palme, deren Vorkommen in Mittweida zuerst Engelhardt erwähnt, konnte, da sehr reichhaltiges Material von dort vorlag, in einigen Punkten erweitert werden. Um ein möglichst vollständiges Bild derselben zu geben, wird es nützlich sein, auch die Ergebnisse früherer Forscher zu wiederholen.

Am häufigsten finden sich in der Braunkohle von Mittweida die oft bis zu Pappendicke zusammengepressten Stammstücke dieser Palme. Die Oberfläche derselben ist meist fein gestreift. Die Epidermiszellen lassen sich in Flächenschnitten unter dem Mikroskop sehr deutlich erkennen. Sie weichen in ihrer Gestalt nicht von denen des Stammes von *Calamus* und *Plectocomia* ab. Die Oberfläche der Stämme ist mit Stacheln besetzt. Dieselben sind pfriemförmig, an der Basis verbreitert, nach oben zu einer feinen Spitze ausgezogen, flach, auf einer Seite meist mit einer Rinne versehen, auf der anderen schwach gewölbt, bis 4 cm lang, meist gerade, selten geschlängelt. Gewöhnlich stehen mehrere Stacheln auf einer gemeinschaftlichen Basis neben einander, wobei sich immer die längsten in der Mitte befinden. Immer sind sie dem Stamme nach einer und derselben Richtung hin dicht angedrückt, haben also auch bei

Lebzeiten der Palme nicht weit vom Stamme abgestanden, ähnlich vielleicht wie die Stacheln bei *Astrocaryum aculeatum*. Zuweilen, aber nicht durchgehends, lässt sich eine regelmässige und zwar spiralige Anordnung der Stachelgruppen auf dem Stamme erkennen. Es finden sich auch grössere Stammtheile, welche keine Stacheln tragen.

Die mikroskopische Structur der Stacheln wurde bereits von Unger angedeutet und später von Schenk ausführlich beschrieben. Die Resultate derselben mögen der Vollständigkeit halber hier ebenfalls wiederholt werden. Der Querschnitt (Fig. 8 a) zeigt in der Peripherie (Fig. 8 b) dickwandige sklerenchymatische Zellen mit Porenkanälen. Das Lumen dieser Zellen wird nach dem Innern des Stachels zu grösser. In der Mitte liegt ein aus weniger verdickten Zellen bestehendes Gewebe, in welchem zwei Reihen von Gefässbündeln zu erkennen sind. Gegen die Spitze des Stachels hin verschwinden diese und das peripherische, dickwandige Gewebe überwiegt vor dem centralen. Im Längsschnitt (Fig. 8c) erweisen sich die Sklerenchymzellen langgestreckt, an beiden Enden zugespitzt und getüpfelt. Mit Salpetersäure und chlorsaurem Kali gelang es Schenk, sie zu isoliren (Fig. 8d). Die centralen Zellen besitzen viele horizontale Scheidewände und enthalten zuweilen braune Kügelchen, vielleicht von Harz. Die Stacheln gleichen in dieser mikroskopischen Structur vollkommen denen von *Daemonorhops*.

Zu diesen bereits bekannten Verhältnissen kann die Structur des Holzes der fossilen Palme hinzugefügt werden, soweit der Erhaltungszustand eine solche erkennen lässt. An vielen Stammtheilen waren die Gefässbündel sichtbar. Dieselben sind ganz flach gedrückt und bilden dichtgedrängte Züge, welche parallel verlaufen. Zuweilen kreuzen sich auch einige der Stränge oder sie sind förmlich durcheinander gewoben (Fig. 9). Häufig sind die Stammtheile mit Narben bedeckt. Von diesen bezeichnen die kleineren, reihenweise angeordneten (Fig. 10) die Stellen, wo die in die Stacheln abgehenden Gefässbündel abgerissen sind. Andere, grössere, sind dagegen vielleicht die Gefässbündelspuren der Blattstielansätze. Am Stamme lebender Calameen, z. B. bei *Astrocaryum rostratum* lassen sich ganz ähnliche Narben bemerken. Ein Theil dieser grösseren Narben lässt jedoch auch eine andere Deutung zu. An einem Exemplar (Fig. 11) befanden sich nämlich plattgedrückte Organe im Zusammenhang mit diesen Narben, welche möglicherweise übrig gebliebene Fetzen von abgerissenen Wurzeln oder Luftwurzeln sind. Die ganz verkohlten Häutchen liessen leider keine Structur erkennen, durch welche diese Vermuthung bewiesen werden könnte. Von

einigen dickeren Stammfragmenten konnten nach Auslaugung mit Kalilauge und darauf folgender Härtung in Gummi dünne Schnitte angefertigt werden. Der Querschnitt (Fig. 12) zeigt den Sklerenchymtheil der Gefässbündel, welcher ursprünglich die Gefässe halbmondförmig umfasste, durch den Druck schwalbenschwanzartig ausgezogen. Zuweilen lassen sich noch die einzelnen Sklerenchymzellen unterscheiden. Vom Gefässbündel selbst sind nur die Gefässe erhalten. Dieselben bestehen aus zwei grossen und aus 5 bis 6 kleineren. Zwischen den Gefässbündeln kommen auch im Innern des Stammes einzelne Sklerenchymbündel vor. Das Grundparenchyn ist meist gänzlich verkohlt, nur selten lassen sich einzelne Zellen in demselben unterscheiden. Denkt man sich die völlig verdrückten Gefässbündel in ihre ursprüngliche Lage versetzt, so würden sie denen aus dem Stamme von *Plectocomia* ähneln. Mit denjenigen von *Calamus* stimmen sie nicht überein, da bei dieser Gattung das Sklerenchym einen fast geschlossenen Ring um die Gefässe bildet. Holz von *Daemonorhops* stand zum Vergleich nicht zu Gebot. Mit dem Holze von *Plectocomia* stimmt das fossile Palmenholz auch in dem Vorkommen von einzelnen Sklerenchymbündeln im Innern des Stammes überein.

In derselben Lage der Blätterkohle, welche die Stammtheile unserer Palme lieferte, wurden wiederholt flachgedrückte, mit Stacheln besetzte, stengelförmige Organe gefunden (Fig. 13), in welchen man die peitschenförmigen Fortsätze des Blattstiels von *Palmacites Daemonorhops* zu erblicken hat. Das eine, leider zerbrochene Exemplar war 15 cm lang, 4—5 mm breit, ein kleineres 4 cm lang und nur 1 — 2 mm breit. Die Stacheln sind sichelförmig nach abwärts gebogen und scharf zugespitzt. Sie stehen meist einzeln, einmal zu dreien. Diese Organe, deren mikroskopische Structur leider nicht erhalten war, gleichen sehr gut den rankenförmig verlängerten Blattstielen, mit welchen viele Arten der lebenden Gattungen *Calamus*, *Daemonorhops*, *Korthalsia* und *Plectocomia* im Astwerke der Bäume emporklettern. [1]) Die bisherige systematische Stellung von *Palmacites Daemonorhops* Hr. in der Verwandtschaft von *Daemonorhops* wird durch diesen Fund bestätigt.

Ueber das Vorkommen und gesellige Wachsthum der fossilen Palme vergleiche man pag. 745 des geologischen Theils.

Anhangsweise sei bemerkt, dass gewisse von der Rinde entblösste Stammfragmente von *Palmacites Daemonorhops* Hr., für sich allein betrachtet, mit *Fasciculites geanthracis* Göpp. et Stenz. zusammenfallen würden. [2]) Andere Bruchstücke würden zu

---

[1]) Vergl. Martius, Palm. I. pag. CV. t. Z. 8.
[2]) Stenzel, De trunco palm. foss. t. 1. ff.

Stenzel's Species *Fasciculites Hartigii*, wieder andere zu *Fasciculites fragilis* gerechnet werden müssen. Es darf nun natürlich nicht behauptet werden, dass die von Stenzel beschriebenen Palmenhölzer von *Palmacites Daemonorhops* herrühren, da bei gleichem schlechten Erhaltungszustand sehr verschiedene Palmenhölzer wie *Fasciculites geanthracis* aussehen können. Das Gesagte wurde aber deshalb angeführt, um zu zeigen, dass die drei Species Stenzel's überhaupt nicht auseinander gehalten werden können. Auf den kreuzweisen Verlauf und die Dicke der Gefässbündel ein Gewicht zu legen, wie es Stenzel that, ist nicht statthaft, da diese Merkmale in verschiedenen Regionen ein und desselben Stammes sich ändern.

Mit *Palmacites Daemonorhops* Hr. fällt das von H. Engelhardt [1]) als *Palmacites helveticus* Hr. bestimmte Palmenholz von Grimma und Skoplau zusammen.

## *Betulaceae.*

### 11. *Betulinium* Ung. (*Betula Salzhausensis* Göpp.)

Plattgedrückte Stammtheile einer Birke sind in der Mittweidaer Braunkohle sehr häufig. Ihre wohlerhaltene Rinde ist von derjenigen unserer Birken nicht zu unterscheiden. Dieselbe ist glatt, gelblich oder goldgelb schimmernd, mit elliptischen bis lanzettlichen Warzen besetzt, welche einen aufgeworfenen Rand haben. Die schlechte Erhaltung der Structur des Holzes genügt nicht, um dasselbe einer bestimmten *Betulinium*-Species zuzuweisen. Die Stämme sind zu stark verdrückt, als dass ein Querschnitt irgend welchen Aufschluss bieten könnte. Im Radialschnitt jedoch bemerkt man deutlich die sehr zahlreichen Markstrahlen und Gefässe mit leiterförmigen Durchbrechungen der Querböden, wie sie für das Holz der lebenden *Betula*-Arten bezeichnend sind.

Dieselben Birkenhölzer, sowie die männlichen Blüthenstände einer Birke hat Schenk [2]) in der Braunkohle von Keuselwitz bei Grimma aufgefunden und sie mit *Betula Salzhausensis* Göpp. identificirt, von welcher sie nicht zu unterscheiden sind. Auch die Mittweidaer Birkenhölzer sind von einem mir vorliegenden Exemplare aus der Braunkohle von Salzhausen, sowie von den Exemplaren von Keuselwitz, nicht zu unterscheiden und gehören wahrscheinlich demselben Baume an. Da sich nun aber mit dem Holz allein auf eine bestimmte Art

---

[1]) H. Engelhardt, Flora d. Braunkohlenform. im Königr. Sachsen 1870. pag. 48.

[2]) Bot. Zeitung 23. (1869) pag. 379.

nicht schliessen lässt, wie denn z. B. O. Heer [1]) ganz ebenso beschaffene Hölzer aus dem Samland zu *Betula prisca* Ett. stellt, so haben wir aus Vorsicht lieber die allgemeine Bezeichnung *Betulinium* gewählt.

### *Cupuliferae.*

#### 12. *Fagus Feroniae* Ung.

Unger, Chl. Protog. pag. 106. t. 28. f. 3 u. 4.
C. v. Ettingshausen, Die fossile Flora von Bilin t. 15. f. 12—20. pag. 126.

Es liegt das Bruchstück eines elliptischen Blattes von häutiger Structur, mit stark hervortretendem Hauptnerv und unter spitzem Winkel auslaufenden, geraden und einfachen Seitennerven vor. Der Blattrand ist wellig bis schwach gezähnt. Das Blatt stimmt in der Beschaffenheit des Randes mit Fig. 18, in der Form mit Fig. 12 unter den Figuren C. v. Ettingshausen's überein. Ausser diesem Rest wurden mehrere schlecht erhaltene Abdrücke dieser Art in einer thonigen Schicht des Flötzes von Frankenau aufgefunden.

#### 13. *Quercus Haidingeri* Ettingsh.

Taf. XXXI. Fig. 14.

C. v. Ettingshausen, Foss. Fl. v. Wien pag. 13. t. 2. f. 1.
O. Heer, Fl. Tert. Helv II. pag. 53. t. 76. f. 7, 8, 14.

Es wurden zwei Blattfragmente mit fehlender Basis, aber wohlerhaltener Spitze gefunden. Dieselben sind länglich eiförmig bis lanzettlich, grob gekerbt oder grob gesägt, vorn zugespitzt. Aus dem stark hervortretenden Hauptnerv entspringen unter spitzem Winkel viele zarte Seitennerven, welche theils vor dem Rande enden, theils in die Zähne auslaufen. Zwischen ihnen befindet sich ein Netzwerk feiner Nerven mit gestreckten Maschen. Die Blätter gleichen am besten dem von Heer in Fig. 14 abgebildeten Exemplar; dasjenige mit längerer Spitze ähnelt dem von Inzersdorf bei Wien.

### *Juglandaceae.*

#### 14. *Carya ventricosa* Ung.

Taf. XXXII. Fig. 15a—b.

Unger, Syll. pl. foss. pag. 40. t. 18. f. 5—11.

Die Nüsse sind plattgedrückt, rundlich bis eiförmig, zugespitzt, mit Längsstreifen versehen. Eine einzeln aufgefundene

---

[1]) O. Heer, Mioc. balt. Fl. pag. 71. t. 18. f. 14.

Schalenklappe zeigt, dass die Keimblätter viertheilig waren. Die Scheidewände sind ziemlich dick. Die Nüsse stimmen völlig mit den bei Unger abgebildeten Exemplaren aus der Wetterau überein.

Die mikroskopische Structur des Endokarps der Nüsse war ausserordentlich gut erhalten (15b). Dasselbe wird ausschliesslich aus verholzten, sklerenchymatischen, mit Porenkanälen versehenen Zellen aufgebaut. Nach der Form dieser Sklerenchymzellen lassen sich drei verschiedene Gewebeschichten im Endokarp unterscheiden. Ein Querschnitt zeigt uns, dass zunächst am Aussenrand eine 4 bis 5 Zellenreihen hohe Schicht von isodiametrischen oder längs der Aussenwand der Schale gestreckten Zellen liegt. Sodann folgt eine breitere Schicht langgestreckter, keilförmig zugespitzter, prosenchymatischer Zellen, welche senkrecht zur Aussenwand gestellt sind. Weiter nach innen endlich tritt ein mehr oder weniger stark entwickeltes Gewebe von unregelmässig-polygonalen Zellen auf, deren Wände vielfach ineinander übergreifen. Nach dem Innern der verholzten Schale zu werden die Windungen der Zellwände geringer, und die Zellen gehen in einfache, längs der Innenwand gestreckte Formen über. Die Lumina der Zellen der gesammten letztgenannten dritten Schicht sind mit einer braunen Masse ausgefüllt.

Die fossilen Nüsse stimmen in diesem Bau mit den äusserlich schon sehr ähnlichen von *Carya alba* Mill., welche Unger zum Vergleich heranzog, ziemlich überein. Nur ist bei *C. alba* die erstgenannte parenchymatische Schicht des Aussenrandes sehr schwach entwickelt (nur 2 bis 3 Zellenreihen hoch. Weniger gut stimmt *C. amara* Michx. mit der fossilen Hickory-Nuss überein. Hier sind namentlich die Zellen der dritten Schicht viel dünnwandiger und grösser.

### *Myricaceae.*

#### 15. *Myrica salicina* Ung.
#### Taf. XXXII. Fig. 16.

O. Heer, Fl. Tert. Helv. II. pag. 36. t. 70. f. 18–20.
C. v. Ettingshausen, Bilin I. pag. 44. t. 14. f. 5.

Zwei längliche, in den Blattstiel verschmälerte, oben zugespitzte, ganzrandige Blätter von lederiger Beschaffenheit stimmen mit *Myrica salicina* Ung. überein, einer Blattform, welche freilich bei sehr vielen verschiedenen Pflanzen wiederkehrt. Bei unseren Exemplaren war auch die feinste Nervatur erhalten, welche der Zugehörigkeit zur Gattung *Myrica* nicht widersprach. Von dem Hauptnerv, laufen unter spitzem Winkel die sehr zarten Seitennerven aus, welche am Rande durch

sehr schwach hervortretende Bogen verbunden sind. Die Felder füllt ein feines Netzwerk mit sehr kleinen polygonalen Maschen aus, welches dem Blatte eine rauhe Oberfläche verleiht. Die Blätter ähneln denjenigen von *Myrica aethiopica* L. und *M. rubra* S. et Z., doch treten die Bogenverbindungen nicht so stark hervor, wie bei diesen.

### *Salicaceae.*

#### 16. *Salix varians* Göpp.

Göppert, Tertiäre Flora von Schossnitz pag. 26. t. 20.
Heer, Fl. Tert. Helv. II. pag. 26. t. 65. f. 1–3, 7–16.

Die langgestielten, länglichen oder lanzettlichen, zugespitzten, gesägten Blätter dieser Weide sind in der Blätterkohle von Mittweida sehr häufig. Die Seitennerven sind bogenläufig. Kürzere Seitennerven verlaufen unter weniger spitzem Winkel, wie die längeren, in die Hauptfelder. Die Blattform ist sehr schwankend, namentlich haben wir die von Heer mit a und d bezeichneten Formen gefunden.

### *Platanaceae.*

#### 17. *Platanus aceroides* Göpp.
Taf. XXXII. Fig. 17.

Göppert, Schossnitz pag. 21. t. 9. f. 1—3.
Heer, Fl. Tert. Helv. II. t. 88. f. 8.

Auf diese Species verweist ein unvollständiges, dreilappiges, handnerviges Blatt. Die Seitennerven der drei starken Hauptnerven sind bogenläufig, die Nervillen meist durchlaufend. Der Rand ist bei diesem Exemplar ganz und nur schwach gewellt. Das Blatt war schwach lederig. Es ähnelt sehr der bei Heer unter Figur 8 abgebildeten Form. Der Mangel gänzlicher Bezahnung bei diesem Blattrest spricht nicht gegen *Platanus;* man findet bei der analogen lebenden Art *Platanus occidentalis* L. sehr häufig ungezahnte Blattformen. Uebrigens liegt noch ein zweites Fragment dieser Art aus derselben Schicht vor, welches die charakteristische Bezahnung der Platanenblätter besitzt. — Fundort: Blätterkohle in Jost's Grube.

### *Anonaceae.*

#### 18. *Anona altenburgensis* Ung.
Taf. XXXII. Fig. 18.

Unger, Syllog. pl. foss. pag. 26. t. 10. f. 8 – 11.

Ein länglich eiförmiger, an beiden Enden stumpfer, etwas flach gedrückter, schwach längsgestreifter Same gehört in den

Kreis der als *Anona* beschriebenen Formen fossiler Samen. Er ähnelt am besten der *Anona altenburgensis* Ung. aus der Braunkohle bei Altenburg in Sachsen, ist aber etwas kleiner, nur 13 mm lang und 9 mm breit. Samen sehr verschiedener Pflanzen werden bei gleichem Erhaltungszustand ein solches Aussehen besitzen.

## *Aceraceae.*

### 19. *Acer trilobatum* Al. Br.

### Taf. XXXII. Fig. 19.

O. Heer, Fl. Tert. Helv. III. pag. 47.

Ein vollständiges Blatt und mehrere Bruchstücke liegen vor. Ersteres ist gestielt, dreilappig, mit schwach gezähnten, spitz auslaufenden Lappen, von denen der mittlere etwas länger ist und die anderen seitlich abstehen. Die Nervatur ist handförmig. — Fundort: Blätterkohle von Altmittweida und von Frankenau.

## *Celastraceae.*

### 20. *Celastrus* spec.

O. Heer, Fl. Tert. Helv. III. pag. 71. t. 121. f. 60, 62.

Ein kleines, 2 cm langes, bis auf die fehlende Basis wohl erhaltenes, ganzrandiges, stumpf zugespitztes, länglich eiförmiges, häutiges Blatt deutet auf die Gattung *Celastrus* hin. Die untersten der sehr zarten Seitennerven laufen weit bis gegen die Blattspitze hinauf untereinander und mit dem schwachen Mittelnerv parallel. Sie sind zum Theil gabelig getheilt und etwas geschlängelt. Weiter oben verlassen noch weitere, kürzere zarte Seitennerven den Hauptnerv unter spitzem Winkel.

Die wohlerhaltene Epidermis besteht aus polygonalen Zellen mit geraden Wänden. Einzelne Spaltöffnungen sind erkennbar.

Das Blatt ähnelt in den gesammten Merkmalen z. B. *Celastrus oleoides* Lam. und *C. senegalensis* Lam.

Von den fossilen Species stimmte am besten das bei Heer beschriebene Blatt von *Celastrus Murchisoni* Hr. mit unserem Fragmente überein. Zu einer sicheren Bestimmung der Species genügt letzteres nicht.

### *Euphorbiaceae.*

21. *Cluytia aglaiaefolia* Wess. et Web.
Taf. XXXII. Fig. 20.

Ph. Wessel u. O. Weber, Neuer Beitrag zur Tertiärfl. der niederrh. Braunk. pag. 45. t. 9. f. 4.
O. Heer, (Fl. Tert. Helv.) Untersuchungen über d. Klima des Tertiärlandes pag. 115.

Zwei eiförmige, nach oben und unten etwas verschmälerte, ganzrandige, häutige Blätter, deren Spitze und Basis fehlt, stimmen mit dieser Art überein. Die Nervatur ist äusserst zart. Die Seitennerven laufen unter 45—90° aus und bilden entfernt vom Rande Bogen, auf welchen sich kleinere, tertiäre Bogen aufbauen. Die Felder werden durch ein Netzwerk feinster Nerven ausgefüllt. Die Blätter bilden dünne, durchscheinende Häutchen von hellbrauner Färbung. Die beiden Epidermisplatten sind ausgezeichnet erhalten. In der Structur der Epidermiszellen mit ihren etwas gebogenen Wänden, sowie im Bau der Schliesszellen der Spaltöffnung stimmt die fossile Art, wie in Form und Nervatur des Blattes mit *Cluytia pulchella* überein. Jedoch sind bei letzterer die Schliesszellen viel grösser, die Blätter kleiner. Wenn auch die Mittweidaer Blätter mit den als *Cluytia aglaiaefolia* von Weber bezeichneten Formen sicher übereinstimmen, so ist es jedoch sehr fraglich, ob man das Genus richtig gewählt hat.
Fundort: Jost's Grube.

### *Onagraceae.*

22. *Trapa Credneri* Schenk.
Taf. XXXII. Fig. 21.

Schenk, Botan. Zeitung 1877. No. 25.

Es fanden sich vier sehr schön erhaltene Früchte dieser Art im Liegenden des Flötzes in Möhler's Grube vor. Die Achäne war in nicht verdrücktem Zustand jedenfalls dreikantig, ist aber jetzt flach gepresst. Sie besitzt drei etwas nach aufwärts gebogene, abstehende Stacheln. Bei den von Tanndorf bei Leisnig bekannt gewordenen Exemplaren waren nur zwei der Stacheln bemerkt worden, was sich aus deren schlechter Erhaltung erklärt. Die Früchte von Mittweida stimmen mit den uns vorliegenden von Tanndorf völlig überein, welche Schenk eingehend anatomisch untersucht hat. Unter den bekannten fossilen und lebenden Arten von *Trapa* giebt es sonst keine mit drei Stacheln. Auch im Bau der Fruchtschale weicht *Trapa Credneri* von den Arten der Jetztwelt, wie Schenk bemerkt, völlig ab.

## *Thymelaeaceae.*

### 23. *Daphne persooniaeformis* Web. et Wess.
Taf. XXXII. Fig. 22.[1])

Ph. Wessel u. O. Weber, Neuer Beitrag zur Flora der niederrhein. Braunkohle t. 7. f. 4.
O. Heer, Mioc. balt. Fl. pag. 78. t. 24. f. 6 - 7.

Das eiförmige, nach unten in den Blattstiel verschmälerte, oben abgerundete, ganzrandige, lederige Blatt stimmt gut mit den Exemplaren vom Niederrhein überein. Ein Seitennerv ist erkennbar. Derselbe entspringt unter spitzem Winkel aus dem starken Hauptnerv und biegt sich nach aufwärts längs dem Rande hin.

Fragmente dieser Species kommen in der Mittweidaer Blätterkohle ziemlich häufig vor.

## *Papilionaceae.*

### 24. *Dalbergia retusaefolia* Hr.
(*Templetonia retusaefolia* Web.)
Taf. XXXII. Fig. 23.

O. Heer, Fl. Tert. Helv. III. pag, 104. t. 133. f. 9 - 11.
Ph. Wessel u. O. Weber, Neuer Beitrag etc. pag. 50. t. 10. f. 7.

Es liegen zwei bis auf die verwischte Nervatur vollständige Fiederblättchen vor. Dieselben sind dick lederig, länglich eiförmig, 3,5—5 cm lang, oben ausgerandet und stumpf zugerundet, an der Basis keilförmig verschmälert. Der Hauptnerv ist deutlich. Im Umriss und lederiger Textur gleichen unsere Exemplare denen von Öningen, Croisette und Rott sehr gut. Da Heer die Seitennerven als äusserst zart angiebt, so spricht das Fehlen der feineren Nervatur nicht gegen die Bestimmung.

Fundort: Blätterkohle von Altmittweida.

### 25. *Dalbergia.*

Ein drittes Papilionaceenfiederchen scheint ebenfalls einer *Dalbergia*, jedoch einer anderen Art, anzugehören. Es ist von häutiger bis lederiger Structur, verkehrt eiförmig, vorn gestutzt und abgerundet, nach dem Grunde plötzlich verschmälert, ohne die fehlende Basis 2,5 cm lang. Die feinen Seitennerven laufen rechtwinkelig von dem starken Hauptnerv aus. Die Felder enthalten ein Netzwerk von seitlich gestreckten Maschen, welches dem Blatte eine runzliche Oberfläche verleiht. Der Blattrest ähnelt *Dalbergia Jaccardi* Hr. von Locle und Öningen (O. Heer, Fl. Tert. Helv. III. t. 132. f. 32. pag. 105). Zu einer sicheren Bestimmung ist er zu unvollständig. — Fundort: Altmittweida.

[1]) Auf der Tafel ist die Figur irrthümlich mit 20 bezeichnet.

*Caesalpiniaceae.*

26. *Cassia pseudoglandulosa* Ettinsh.
Taf. XXXII. Fig. 24a — b.

C. v. Ettingshausen, Die tertiäre Flora von Häring pag. 89. t. 29. f. 48 – 55.
Derselbe. Die fossile Flora von Bilin III. pag. 61. t. 54. f. 14.

Von dieser Art liegen eine grosse Anzahl sehr schön erhaltener Fiederblättchen vor. Dieselben werden — 6 cm lang, bis 1 cm breit, sind lanzettförmig bis länglich, nach oben verschmälert, mit kurzem, scharf abgesetztem Cirrus versehen, ganzrandig, häutig. An der ungleichmässigen, einseitigen Basis verschmälern sie sich keilförmig. Von dem schwach hervortretenden Hauptnerv laufen unter 45 — 90° sehr zarte Seitennerven aus. Diese sind durch Bogen verbunden, welche parallel dem Rande, aber entfernt davon verlaufen. An diese Bogen schliesst sich eine Reihe tertiärer Bogen an. Die beiden Epidermisplatten (Fig. 24b) sind in Gestalt hellbrauner, durchscheinender Häutchen vortrefflich erhalten. Die Zellen der Epidermis sind geradwandig, die Schliesszellen der zahlreichen Spaltöffnungen der Unterseite wohl erhalten.

C. v. Ettingshausen vergleicht die fossile Art mit „*Cassia glandulosa* DC. von Neuholland", mit *C. Selloi* Don. von Brasilien und *C. exaltata* von Java. Eine *C. glandulosa* DC. findet sich weder in Bentham's Flora Australis, noch in Bentham's Revision of the Genus *Cassia*, auch nicht unter den Synonymen erwähnt. Mit einer als *C. exaltata*, Java, bestimmten *Cassia* aus dem Herbar des Leipziger botanischen Instituts, sowie mit *C. Selloi* Don. (*C. multijuga* Rich.), trop. Amerika, stimmen die Blätter von Mittweida in Umriss und Nervatur ziemlich überein. Jedoch haben genannte Arten nicht am Grunde so stark verschmälerte Fiederchen. In der Structur der Epidermis stimmt die fossile Species sehr gut mit den beiden genannten Cassien der Jetztzeit überein, denn letztere gehören zu denjenigen Arten des Genus, deren Blätter keine geschlängelten Epidermiszellen besitzen.

Fundort: Jost's Grube, Altmittweida.

*Aristolochiaceae.*

27. *Aristolochia Aesculapi* Hr.
Taf. XXXII. Fig. 25.

O. Heer, Fl. Tert. Helv. II. pag. 104. t. 100. f. 11.

Das Fragment eines an der Basis tief ausgerandeten, ganzrandigen Blattes mit einer sehr für *Aristolochia* sprechenden

Nervatur rechnen wir hierher. Von der Blattbasis laufen 5 starke Hauptnerven aus, deren Seitennerven längs dem Rande bogenförmig verbunden sind. Unser Exemplar unterscheidet sich von demjenigen vom Hohen Rhonen, welches Heer abbildet, nur durch die mehr abgerundeten Ecken am Grunde. Heer vergleicht die Art mit *Aristolochia glauca* Desf. und *A. Pistolochia* L. Mit ersterer stimmt unser Blattrest äusserlich gut überein, besser noch wie die Abbildung Heer's. Nur fällt bei der fossilen Species der unterste Gefässbündel nicht mit dem Blattrand auf eine kleine Strecke zusammen, wie es bei der lebenden Art zum Schutz gegen das Einreissen des Blattrandes der Fall ist. In der Structur der Epidermis dagegen stimmt das fossile Blatt mit *A. Sipho* L'Hérit. überein. Wie diese, besitzt es stark geschlängelte Epidermiszellwände. Bei *A. glauca* Desf. sind letztere gerade. *A. primaeva* Web. vom Niederrhein hat viel schwächere seitliche Hauptnerven und einen dünneren Blattstiel, als die Art von Mittweida.

### *Santalaceae.*

#### 28. *Nyssa ornithobroma* Ung.
#### Taf. XXXII. Fig. 26.

Unger, Syll. pl. foss. t. 8. f. 15.

Plattgedrückte, 8—9 mm lange, eiförmige, mit Längsfurchen versehene Früchte wurden in der Braunkohle von Frankenau und Altmittweida öfters gefunden. Dieselben sind von den bei Unger abgebildeten, für Salzhausen so charakteristischen Früchten dieser Art nicht zu unterscheiden.

### *Apocynaceae.*

#### 29. *Apocynophyllum helveticum* Hr.
#### Taf. XXXII. Fig. 27.

O. Heer, Fl. Tert. Helv. III. pag. 191.
„ Mioc. balt. Fl. pag. 37.
„ Ueber Braunkohlenpfl. v. Bornstedt pag. 19. t. 4. f. 1—7.

Die Blätter sind gestielt, mit ziemlich dickem Blattstiel versehen, länglich eiförmig, am Grunde allmählich oder plötzlich verschmälert, vorn zugespitzt, von lederiger Structur. Der Hauptnerv tritt stark hervor. Die zahlreichen Seitennerven laufen unter ungefähr 60° aus, gehen einander parallel und sind dicht am Rande bogenförmig unter einander verbunden. In jedem Hauptfelde verläuft ein (seltener zwei) schwächerer Seitennerv bis nahe zum Bogen. Nervillen verbinden die Seitennerven und theilen längliche Felder ab.

Hierher gehörige Blattreste sind bei Altmittweida häufig.

## Pflanzen unsicherer Stellung.

### 30. *Carpolithes nitens* Hr. (*Taxus margaritifera* R. Ludwig.) Taf. XXXII. Fig. 28.

R. Ludwig, Palaeontogr. VIII. pag. 73. t. 60. f. 19.
O. Heer, Bovey Tracey pag. 1078. Pl. 70. f. 15–23.

Die glänzend schwarzen, fast kugeligen, an einem Ende abgeplatteten, 4—5 mm langen, 3—4 mm dicken Früchtchen stimmen mit den bei Heer unter obiger Bezeichnung abgebildeten überein.

### 31. *Carpolithes nymphaeoides* nov. sp. Taf. XXXII. Fig. 29.

An einer Stelle in der Braunkohle von Möhler's Grube bei Altmittweida wurden sehr zahlreich angehäufte Samen aufgefunden, welche sehr wahrscheinlich einer Seerose angehören. Dieselben sind cylindrisch, am Mikropylenende mit einer feinen, kurzen Spitze versehen, zart längsgestreift, 1 mm lang. Meist kleben mehrere an einander. Sie haben sehr grosse Ahnlichkeit mit den Samen von *Nymphaea caerulea*. Fossile *Nymphaea*-Samen von entsprechender Gestalt sind mir nicht bekannt. Die mikroskopische Structur ist nicht erhalten. Vielleicht weisen künftige Funde diese Samen einer bestimmten *Nymphaea*-Art zu, vorläufig wird obiger allgemeiner Name vorgeschlagen.

## Nicht sicher bestimmbare Pflanzenreste.

### 32. *Pisonia eocenica* Ett.

Nicht sicher bestimmbar ist ein dick lederiges, elliptisches, oben abgerundetes, unten in den Blattstiel verschmälertes Blatt von 3 cm Länge, ohne erkennbare Nervatur. Die Epidermiszellen mit schwach gebogenen Zellwänden, auf der Unterseite des Blattes auch die Schliesszellen der Spaltöffnungen, sind sehr gut erhalten.

Das Blatt ähnelt sehr den als *Pisonia eocenica* Ett. von Häring, Sotzka und Sagor von C. v. Ettingshausen beschriebenen Formen (Die tert. Fl. v. Häring pag. 43. t. 11. f. 1—22). Ausser bei den Nyctagineen kommen jedoch auch bei den Sapotaceen und Santalaceen derartige Blattformen vor.

### 33. Ast mit Stachel.

Das Fragment eines Astes, welcher einen Stachel trägt, könnte vielleicht von einer *Zizyphus*-Art herrühren. Die Gegen-

wart von Steinzellen in der Rinde des Astes spricht nicht dagegen. Ausser diesen Steinzellen ist nichts von der Structur erhalten. O. HEER bildet unter der Bezeichnung *Rhamnus* (Fl. Tert. Helv. III. pag. 1 — 3) ganz ähnliche Gebilde ab. Jedes genauere Urtheil über dieselben ist unmöglich, so lange keine besser erhaltenen Exemplare gefunden werden.

### 34. Wurzeln aus dem Thone im Liegenden der Braunkohle von Frankenau.

Taf. XXXII. Fig. 30 a, b.

Bereits im geologischen Theil (pag. 744) wurden Wurzeln aus dem Thone im Liegenden des Flötzes von Frankenau (STARKE's Grube) erwähnt, ihre Lage beschrieben und auf deren Wichtigkeit aufmerksam gemacht.

Diese Wurzeln sind nicht so erhalten, dass man einen Schluss auf ihre systematische Stellung machen könnte. Die Epidermis ist wohlerhalten. Einige kleinere Verzweigungen besitzen sogar noch die feinen Wurzelhaare (Fig. 30 a) in Gestalt schlauchförmiger Ausstülpungen der Epidermiszellen. Ausser der Epidermis sind noch Theile einer Gewebeschicht vorhanden, deren Zellen spaltenförmige Tüpfel haben. Das centrale Gefässbündel der feinen Verzweigungen ist nur undeutlich erhalten.

Im Gewebe dieser Wurzeln, sowohl in der Epidermis, als auch in den getüpfelten Zellen, kommt häufig ein Pilzmycel vor (Fig. 30 b). Die einzelnen Zellen der dunkelfarbigen Hyphen sind kugelig oder unregelmässig polygonal. Selten sind sie reihenweise angeordnet, meist vielmehr zu pseudoparenchymatischen, traubigen Gebilden verschmolzen, welche oft eine ganze Zelle ausfüllen.

Auch in der Blätterkohle kommen fein verzweigte Wurzeln vor. In dem sehr schlecht erhaltenen Gewebe derselben finden sich ganz ähnliche Pilzmycelien vor, wie die eben beschriebenen.

---

Schliesslich sei es mir verstattet, Herrn Oberbergrath Prof. H. CREDNER und Herrn Hofrath Prof. SCHENK meinen herzlichsten Dank auszusprechen für die überaus freundliche Unterstützung, welche mir diese hochverehrten Lehrer bei der Ausführung der vorliegenden Arbeit zu Theil werden liessen.

## 4. Mikroskopische Untersuchungen über psammitische Gesteine.

Von Herrn Gustav Klemm in Görlitz..

Schon bei makroskopischer Betrachtung der psammitischen Gesteine erkennt man, dass sie aus variablen Mengen eckiger oder gerundeter Fragmente verschiedener Mineralien und aus einer dichten Masse, welche jene an sich zusammenhangslosen Elemente zu einem Gesteine verbindet, dem Cäment, bestehen. Aber sowohl die charakteristischen Eigenthümlichkeiten der klastischen Elemente als auch die Structur und die mineralogische Zusammensetzung des Cämentes können in den meisten Fällen erst mit Hülfe des Mikroskops erkannt werden.

Es soll nun im Folgenden versucht werden, die Resultate darzulegen, welche die mikroskopische Untersuchung von ca. 150 psammitischen Gesteinen ergab. Das Material zu seiner Arbeit verdankt der Verfasser theils dem mineralogischen Museum der Universität Leipzig, theils den geologischen Landesanstalten Sachsens und Bayerns, theils sammelte er es selbst, oder er erhielt von verschiedenen Seiten Gesteine oder Dünnschliffe zur Untersuchung freundlichst überlassen. Allen denen, welche sein Vorhaben in einer dieser Weisen unterstützten, fühlt sich der Verfasser gedrungen, hier seinen aufrichtigen Dank auszusprechen, vor Allen seinen hochverehrten Lehrern, den Herren Zirkel und Credner in Leipzig.

### I. Klastische (allothigene) [1]) Gemengtheile.

Die bei der Zertrümmerung der primären Gesteine von einander getrennten Gemengtheile derselben liefern, nachdem sie mehr oder weniger bedeutende Gestalts- und Substanzveränderungen erlitten haben, oft weit entfernt von ihrem Bildungsorte das klastische Material der secundären Gesteine. Die Grösse der Veränderungen, denen ein aus dem Zusammenhange mit dem Muttergesteine losgerissenes Mineralkorn unterworfen wird, ehe es als allothigener Gemengtheil eines klasti-

[1]) Kalkowsky, Ueber die Erforschung der archäischen Formationen, Neues Jahrbuch 1880.

schen Gesteines einen Ruhepunkt findet, hängt in erster Linie von der Art, namentlich der Schnelligkeit des Transportes, von der Länge des zurückgelegten Weges und von der Grösse und Härte des Kornes ab.

Unter den geologischen Transportmitteln besitzt im Allgemeinen der Wind die grösste Geschwindigkeit; demzufolge zeigen die Körner derjenigen Sande, welche seinen Einwirkungen vornehmlich ausgesetzt sind, der Wüsten- und Dünensande, die stärkste Abrollung, wie dies Sorby[1]) und Phillips[2]) nachgewiesen haben.

Bei der Fortbewegung im Wasser werden solche Mineraltheilchen, welche eine gewisse Grösse nicht überschreiten, von der Strömung nicht gerollt, sondern bleiben suspendirt, so dass solche kleine Mineralfragmente ihre eckige Gestalt beibehalten.

Bei dem Transport durch Eis bleibt ebenfalls ein grosser Theil der klastischen Körner eckig, während ein anderer sehr starke Formveränderungen erfährt.

Von grossem Einflusse auf die Gestaltung der klastischen Körner ist ferner ihre chemische Zusammensetzung. Solche, die leicht zur Zersetzung neigen, wie z. B. Feldspath, Augit, Hornblende, laufen natürlich weit eher Gefahr, ihre früheren Umrisse zu verlienen als der gegen chemische Einflüsse so ungemein widerstandsfähige Quarz. Auch tritt selbsvertständlich beim Transport in sauerstoff- und kohlensäurehaltigem Wasser Zersetzung leichter ein, als da, wo sich die klastischen Körner während desselben im Allgemeinen im Trocknen befinden.

Ausser von diesen verschiedenen Factoren hängt offenbar die definitive Gestalt eines klastischen Kornes noch von der Form ab, die es als Gemengtheil eines primären Gesteines besass.

Bekanntlich zeigen auch diese im Dünnschliffe durchaus nicht immer regelmässige Umgrenzung, so dass man aus dem Mangel geradliniger Contouren an einem Mineralkorne, das sich in einem klastischen Gesteine findet, noch nicht auf klastische Natur desselben schliessen darf. Immerhin aber ergeben die Durchschnitte nichtklastischer Gesteinselemente weit einfachere Curven als die solcher Mineralindividuen, welche sich nicht mehr auf primärer Lagerstätte befinden.

Diese letzteren enthalten nämlich fast stets auf ihrer Oberfläche eine grosse Anzahl von Vertiefungen, welche beim Auf- und Abbewegen der Mikrometerschraube den Eindruck

---

[1]) On the structure and origin of non calcareous stratif. rocks. Quart. journ. geol. soc. 1880.

[2]) On the constitution and history of grits and sandstones. Quart. journ. geol. soc. 1881.

im Beschauer hervorrufen, als wäre in das betreffende Korn mit einer Säge kreuz und quer eine Menge rauher Furchen gerissen worden. Der Totaleindruck, den eine solche klastische Contour hervorruft, wird jedoch durch diese, namentlich bei ca. × 200 lin. deutlich hervortretenden Vertiefungen wenig beeinflusst. Diese sind als Spuren der Zusammenstösse zu betrachten, welche das klastische Korn unterwegs mit anderen erfuhr. Sie finden sich am häufigsten an stark gerollten Körnern; aber auch eckige, ja ganz kleine Fragmente, sind nie ganz frei von ihnen.

Der eigenthümliche Anblick, welchen dieselben auf der Oberfläche klastischer Körner erzeugen, tritt am besten in solchen Gesteinen hervor, deren Cäment einen möglichst verschiedenen Brechungsindex von dem jener besitzt; so sieht man sie ausgezeichnet an Quarzen, die in Kalkspath oder in amorpher Kieselsäure liegen. Sehr schön erkennt man sie bei der Untersuchung von Sanden, wenn man nach Sorby's (l. c.) Rath dieselben nicht in Canadabalsam, sondern in Wasser einbettet, oder, wenn man sich Dauerpräparate herstellen will, in Glyceringelatine.

Die oben beschriebene Gestaltung der Oberfläche muss als das sicherste Kriterium für die klastische Natur eines fraglichen Mineralkornes betrachtet werden, namentlich dann, wenn dasselbe sonst in scharf begrenzten Formen aufzutreten pflegt. Jedoch auch in solchen Fällen, in denen die Natur des Cämentes eine scharfe Betrachtung der Oberfläche der Gesteinselemente nicht zulässt, kann man doch oft noch mit Sicherheit aus anderen Erscheinungen über die authigene oder allothigene Natur eines zweifelhaften Kornes sich ein sicheres Urtheil bilden.

So ist es z. B. klar, dass Quarze mit Glaseinschlüssen in einem Sandsteine nicht authigen sein können; ebenso darf man es wohl als sicher annehmen, dass da, wo in einem klastischen Gesteine Quarze mit grossen Flüssigkeitseinschlüssen neben solchen ohne alle Einschlüsse oder neben solchen liegen, deren Masse durch zahllose winzige Flüssigkeitseinschlüsse staubartig getrübt ist, wohl kaum alle diese so verschiedenen Quarze am gleichen Orte gebildet sein können, dass mithin höchstens ein Theil derselben authigen sein kann. Allothigen sind ferner mit grösster Wahrscheinlichkeit diejenigen Körner, die Einschlüsse führen, welche keins der unzweifelhaft authigenen Cämentmineralien in sich birgt, und diejenigen, welche keine Spur der cämentbildenden Mineralien in ihrem Innern enthalten, ausser auf Spalten, die man jedoch, wo sie vorhanden sind, leicht nachweisen kann.

In vielen Fällen wird man, falls in einem klastischen

Gesteine ein und dasselbe Mineral sowohl authigen als allothigen auftritt, die allothigenen Individuen desselben von den authigenen, welche diesen ihren Ursprung durch innige Verwachsung mit anderen cämentbildenden Mineralien oder durch Einschliessung derselben documentiren, durch Vergleichung der Form und der anderen Eigenschaften zu trennen im Stande sein. Ueberhaupt bieten die klastischen Körner oft den Anblick dar, dass sie, „wie fremde Gäste in der übrigen krystallinischen Masse liegen, die ihrerseits wieder die enge Verknüpfung der Gemengtheile deutlich zur Schau trägt." [1])

In der im Folgenden zu gebenden Uebersicht über die einzelnen klastischen Mineralien sind nur solche von allgemeiner Verbreitung besprochen; die Reihenfolge in der sie abgehandelt werden, soll ungefähr ihre Bedeutung anzeigen.

## Quarz.

Er bildet in den meisten psammitischen Gesteinen unbedingt die Hauptmasse des klastischen Materials. Nur in wenigen Sandsteinen kommen andere allothigene Mineralien ihm an Menge nahe oder gleich; solche Gesteine pflegen dann aber auch ein von dem gewöhnlichen abweichendes Aeussere zu besitzen.

Die charakteristische Beschaffenheit der Oberfläche klastischer Individuen ist namentlich an seinen Körnern vorzüglich zu studiren. Eine andere, allothigenen Quarz von authigenem trennende Erscheinung ist die, dass bei jenem Schnüre und Wolken von Flüssigkeitseinschlüssen erst hart am Rande abschneiden, während sie bei diesem im Allgemeinen beiderseits noch im Innern des Kornes zu endigen pflegen. [2])

In vielen Fällen wird man, wie schon oben angedeutet, die authigenen Quarze von den allothigenen in einem und demselben psammitischen Gesteine durch Vergleichung der Umrisse und der Einschlüsse unschwer zu trennen vermögen.

Beispiele dafür, wie man aus den in klastischen Quarzen sich findenden Einschlüssen und bisweilen auch aus der Gestaltung seiner Körner auf ihre Muttergesteine schliessen kann, finden sich in Sorby's oben citirter Abhandlung, auf welche hier näher einzugehen, leider der Raum verbietet.

---

[1]) Kakowsky, Mikroskopische Untersuchung des Glimmertrappes v. Metzdorf, N. Jahrbuch 1875.

[2]) Zirkel, Microscopical petrography of the fortieth parallel rocks pag. 55. — Wichmann, Mikrosk. Untersuchung über die Gesteine des rechtsrheinischen Taunus, Verhandl. des naturf. Vereins der Rheinlande Bd. XXXIV. 1877.

## Feldspathe.

Zwar an Menge gegen den Quarz zurücktretend, aber doch jedenfalls nächst ihm der wichtigste Gemengtheil der psammitischen Gesteine, ist der Feldspath in seinen verschiedenen Abarten ein nur selten in einem derselben vermisster Gast. Bisweilen tritt er in solcher Menge auf, dass man von Feldspathsandsteinen, die der Arkose nahestehen, mit Recht sprechen kann.

Die hochgradige Zersetzung, der er in vielen Fällen unterlegen ist, verhindert oft eine sichere Entscheidung darüber, ob Plagioklas oder Orthoklas vorliegt. Im Allgemeinen scheint der erstere häufiger zu sein als der letztere.

Die Contouren der Feldspathkörner ähneln gewöhnlich denen der Quarze; einige trugen jedoch Zacken, die oft ungefähr rechtwinklig erscheinen; dieselben verdanken ihre Entstehung der Spaltbarkeit des Feldspathes nach $oP$ und $\infty P \infty$ resp. $\infty \breve{P} \infty$.

Die Orthoklase sind im Allgemeinen besser als die Plagioklase erhalten; manchmal sind sie noch ganz frisch und zeigen einen adularähnlichen Habitus. Ferner pflegen beim Orthoklas die beiden Spaltungsrichtungen gleichmässiger angedeutet zu sein als beim Plagioklas.

## Glimmer.

In vielen Sandsteinen sieht man schon auf den ersten Blick mehr oder weniger zahlreiche Glimmerlamellen, welche bisweilen in solcher Menge auftreten, dass sie dem Gesteine, welches dann Micopsammit heisst, eine deutliche Schieferung verleihen.

Was zunächst die mineralogische Natur der meist schon mit blossem Auge erkennbaren, bisweilen wohl auch für authigen erklärten Lamellen betrifft, so gehören sie zum grossen Theil dem Muscovit an. Der Biotit, der ebenfalls, wie das Mikroskop zeigt, durchaus nicht selten ist, scheins bis jetzt fast ganz in den Psammiten übersehen worden zu sein. Ausser diesen beiden Arten findet man noch verschiedene grünliche oder gelbliche Varietäten, die zum Theil wohl zum Muscovit oder Biotit gehören, oder durch chemische Alterationen aus letzterem hervorgegangen sind, zum Theil aber wohl selbstständigen aber so nicht näher bestimmbaren Arten angehören.

Diese verschiedenen Glimmer haben das Gemeinsame, dass ihre Begrenzungen in der Prismenzone fast ausnahmslos äusserst unregelmässig sind. In derselben, sowie auf den basischen Pinakoïdflächen zeigen sie zahlreiche Vertiefungen oder Schram-

men. Ferner ist während des Transportes der innige Zusammenhang der einzelnen Spaltungslamellen bedeutend gelockert worden. Oft sind sie ganz aufgeblättert, indem klastisches Material sich in sie hineingedrängt hat. Häufig finden sich auch authigene Mineralgebilde, namentlich Carbonate oder Eisenglanztäfelchen parallel oP zwischen den aufgeblätterten Lamellen ausgeschieden. Dies abnorme Verhalten des Glimmers ist natürlich am besten auf solchen Schnitten zu sehen, die senkrecht zu oP orientirt sind. Hier erscheinen die Spaltungsrichtungen durch dicke, schwarze Striche markirt. Sehr oft haben auch die Glimmertafeln durch den Druck, welchen vor und während der Verfestigung der losen klastischen Massen die überlastenden Partieen ausübten, Verbiegungen und Knikkungen, ja sogar Zerbrechungen erfahren; man sieht dann meist ganz deutlich, wie das Glimmerblatt gegen die scharfe Ecke eines anderen klastischen Kornes gedrückt worden ist. Treffend vergleicht Gümbel [1]) die Beschaffenheit vieler klastischer Glimmerlamellen mit der eines aufgedrehten Strickes. Ueberhaupt wird man nur sehr wenige klastische Glimmerlamellen finden, die nicht irgend eine Störung der normalen Beschaffenheit erkennen lassen, und eben hierin liegt das sicherste Unterscheidungsmerkmal zwischen allothigenem und authigenem Glimmer.

Chemische Veränderungen zeigt nur der Biotit, dieser aber dafür auch sehr oft; viele Individuen desselben findet man gebleicht; dabei scheinen sich meist ferritische, schmutzige gelbe oder braune Massen gebildet zu haben, welche in die Nachbarschaft der betreffenden Glimmertafeln infiltrirt zu werden pflegen.

Die Glimmerblättchen erreichen häufig eine relativ ansehnliche Grösse, wohl weil sie das Wasser aus dem bei der Zersetzung der Gesteine sich bildenden Schutte leicht mit sich forttrӓgt und vor Zerreibung in kleine Theilchen bewahrt.

## Eisenerze.

Ueber die mineralogische und genetische Stellung der opaken Eisenerzkörner, die sich sehr häufig als Gemengtheile der Psammite finden, jederzeit ein zutreffendes Urtheil sich zu bilden, ist oft eine sehr schwierige Aufgabe. Denn vielfach haben tiefeingreifende Zersetzungsprocesse sowohl die mineralogischen Kennzeichen als auch die Umrisse der fraglichen Körner so verwischt, dass man nicht weiss, mit welchem Mineral man es zu thun hat, und ob dieselben authigen oder allothigen sind.

[1]) Gümbel, Geognost. Beschreibung des Fichtelgebirges pag. 266 ff.

Ein Theil derselben bestand, wie man jetzt noch sieht, einst aus Titaneisen und ist wohl entschieden allothigen; gewöhnlich hat sich jedoch das opake sammetglänzende Erz in die bekannten Leukoxenmassen umgewandelt, welche durch ihre grauweisse Farbe so leicht erkenntlich sind. In diesen trüben Massen erblickt man ganz unregelmässig begrenzte, im gewöhnlichen Lichte hellgelblich erscheinende pellucide Partieen von Titanitsubstanz [1]), welche sich zwischen gekreuzten Nicols durch grelle Interferenzfarben auszeichnen. Einzelne noch unzersetzte Titaneisenkörner lassen von den für sie sonst so charakteristischen zerhackten Formen jetzt nichts mehr erkennen, sondern sind abgerollt und gerundet. Jene theils frischen, meist jedoch stark verwitterten Titaneisenkörner sind ungemein weit verbreitete Gemengtheile der Sandsteine und finden sich hier und da in ziemlicher Menge vor.

Sehr häufig begegnet man auch in den Dünnschliffen psammitischer Gesteine opaken Massen, die bei abgeblendetem Unterlichte einen ockergelben Schein aussenden. Ob dieselben früher zum Magnetit, zum Eisenglanz oder zum Pyrit gehörten, das ist jetzt freilich nur selten festzustellen; ebensowenig kanu man auch wissen, ob dieselben authigenen oder allothigenen Eisenerzen ihr Dasein verdanken.

## Zirkon.

Die klastischen Zirkonkörner lassen in den meisten Fällen noch deutliche Spuren der früheren Krystallflächen wahrnehmen. Gewöhnlich sind sie länglich säulenförmig, seltener rundlich oder unregelmässig eckig gestaltet. Ausser den häufig noch gut erkennbaren Prismen- und Pyramidenflächen zeigen fast alle Körner, auch wenn sie sehr deutliche Spuren von Abrollung tragen, eine feine Schraffirung der Oberfläche, die, im schiefen Winkel gegen die ursprünglichen Prismenkanten verlaufend, dem oscillatorischen Auftreten von Pyramidenflächen ihr Dasein verdankt.

Viele der säulenförmigen Körner tragen ungefähr parallel oP Sprünge; manche sind durch solche in mehrere Theile getrennt. Auch ausser jenen finden sich nicht selten ohne bestimmte krystallographische Orientirung verlaufende Risse, welche in Folge von Totalreflexion schwarz zu erscheinen pflegen.

Die Zirkonkörner sind ziemlich stark pellucid, bisweilen jedoch — wohl in Folge von Zersetzungserscheinungen — etwas trübe, von heller röthlichgrauer Farbe, sehr stark licht-

[1]) Cathrein, Groth's Zeitschr. f. Krystallogr. VI. Bd. pag. 244 ff.

brechend, so dass sie im Dünnschliffe rasch in die Augen fallen; im polarisirten Licht geben sie grelle bunte Interferenzfarben. Ihre Durchschnitte sind von sehr rauher Oberfläche. Wo die Natur des Cämentes dies zulässt, kann man auf ihnen zahlreiche deutliche, klastische Wunden erkennen. Häufig enthalten sie parallel ihrer Hauptaxe oder beliebig eingelagert, schwarz umsäumte rundliche Einschlüsse — wohl solche einer Flüssigkeit — oder solche von der ursprünglichen Form des Wirthes, auch farblose Nadeln und opake Körner.

Der Durchmesser der Zirkone variirt von 0,1—0,05 mm ca.; viele, namentlich eckige Bruchstücke sind jedoch noch bedeutend kleiner.

Der Zirkon fand sich als klastisches Element fast aller der untersuchten Psammite vor; manche Präparate enthielten freilich nur ein oder zwei Körner. In relativ bedeutender Menge war er vorhanden in einem „schwarzen Sandstein (Old red) von Frudhrug in Wales", aus welchem er durch Behandlung mit Fluorwasserstoffsäure isolirt wurde, und in einer „Grauwacke von Wendelstein bei Falkenstein". Obwohl in einigen Gesteinen vom psammitischen Typus äusserst scharf umgrenzte Zirkone beobachtet werden konnten, so ist doch die authigene Natur dieser Körner stark zu bezweifeln.

## Rutil.

Nach den Untersuchungen SAUER's[1]) kann es wohl keinem Zweifel mehr unterliegen, dass dasjenige Mineral, welches von MEYER[2]) und mit diesem noch von Anderen als Zirkon aufgefasst worden war, dem Rutil zuzurechnen ist.

Dasselbe Mineral nun findet sich in der Form säulenartiger oder rundlicher Körner zwar nicht in ganz derselben Verbreitung wie der Zirkon, immerhin aber noch recht häufig als allothigener Gemengtheil klastischer Gesteine. Im Gegensatz zum Zirkon zeigen seine Individuen ziemlich selten Spuren früherer Krystallflächen und namentlich fehlt ihnen die oben geschilderte Schraffirung der Prismenflächen völlig. Die honiggelben oder braunen Körner, die bei abgeblendetem Unterlicht einen halbmetallischen Glanz erkennen lassen, sind nach verschiedenen Richtungen hin von schwarz erscheinenden Sprüngen durchzogen. Sie besitzen starke Lichtbrechung; zwischen gekreuzten Nicols ergeben sie jedoch keine so grellen, bunten Interferenzfarben wie der Zirkon. Eine Umrandung der Körner

---

[1]) N. Jahrb. 1879. pag. 569; 1880. I. pag. 279.

[2]) Diese Zeitschrift 1878. (Sep.-Abdr. pag. 10).

durch ein leukoxenartiges Mineral konnte nicht bemerkt werden; dagegen enthielten manche in ihrem Innern trübe oder ganz opake Stellen.

## Apatit.

Die äusserst scharfen Contouren, welche der Apatit da zeigt, wo er als Gemengtheil krystalliner Gesteine auftritt, besitzen seine klastischen Körner nie. Dieselben sind vielmehr stets abgerundet.

Sie zeichnen sich aus durch starke Lichtbrechung, sind völlig farblos und pellucid und fallen so dem Beobachter schnell auf. Im Centrum führen sie, wie dies der Apatit in den massigen Gesteinen so oft zeigt, häufig ein oder mehrere opake Körner. Die Grösse der klastischen Apatite beträgt meist ca. 0,1 — 0,05 mm. Sie finden sich zwar nicht in allen der vom Verfasser untersuchten Gesteinen, sind aber, wenn auch nur selten in einem Präparat in reichlicher Menge vorhanden, doch ziemlich weit verbreitet. Ihre Anwesenheit in norwegischen Conglomeraten erwähnt HELLAND.[1])

Um die Anwesenheit des Apatits auch auf chemischem Wege nachzuweisen, behandelte der Verfasser das Pulver eines Sandsteines von Grottland in Schweden, der sich unter dem Mikroskop als ziemlich reich an Apatit erwiesen hatte, mit Salpetersäure. Im Filtrat vermochte er durch molybdänsaures Ammonium die Phosphorsäure deutlich nachzuweisen. Ebenso lassen 5 Analysen verschiedener Sandsteine, die PHILLIPS (l. c.) veröffentlicht, die Gegenwart von Phosphorsäure in den betreffenden Gesteinen erkennen.

## Turmalin.

Seiner ziemlich hohen Härte hat es der Turmalin zu verdanken, dass er auch noch als klastisches Element recht deutliche, gut erhaltene Krystallflächen besitzt. Ist doch durch diese gute Erhaltung seiner Krystalle WICHMANN[2]) auf die Ansicht gebracht worden, die kleinen Turmalinsäulchen des „Stubensandes" von Teutschenthal bei Halle seien authigen. Bei der Einbettung dieses Sandes in Gliceringelatine jedoch und bei Anwendung starker Vergrösserung erkennt man auf den Flächen der sonst ausserordentlich gut erhaltenen Säulchen zahlreiche Vertiefungen, welche für allothigene Natur derselben sprechen, namentlich da derselbe Sand ziemlich reichlich grös-

---

[1]) Studier over Konglomerater; Archiv for Naturvidenskab og Mathematik 1880.

[2]) N. Jahrbuch 1880. II. pag. 294 ff.

sere und, wie WICHMANN selbst zugiebt, unzweifelhaft klastische Turmalinfragmente enthält.

Im Allgemeinen sind die Querschnitte der Turmalinsäulen abgerundet dreieckig. Wo die Säulen parallel der Ebene des Schliffes liegen, sieht man, dass dieselben meist durch 2 Bruchflächen, die ungefähr rechtwinklig zur Säulenzone verlaufen, begrenzt werden; Endflächen finden sich selten vor; viele der Turmaline sind in situ quer durchgebrochen.

## Granat.

Die klastischen Contouren des Granats sind fast stets rundlich. Ihn charakterisiren vor Allem seine einfache Lichtbrechung und seine oft rhombendodekaëdrischen Einschlüsse. Seine Körner, deren Oberfläche sehr rauh ist, sind meist von zahlreichen Sprüngen durchzogen, längs deren sich nicht selten Zersetzungserscheinungen wahrnehmen lassen. Seine Farben sind lichtrötlich oder lichtgelblich; auch finden sich fast farblose Körner.

Die Menge der klastischen Granaten in den Sandsteinen ist gewöhnlich nicht gross. Dennoch ist ihr Auftreten in denselben schon von PHILLIPS[1]) erkannt worden.

## Titanit.

In manchen, freilich durchaus nicht in allen Sandsteinen, finden sich gelbe oder bräunliche, bald eckige, bald runde, von zahlreichen Sprüngen durchzogene Körner mit rauher Oberfläche vor. Dieselben sind stark lichtbrechend, schwach pleochroitisch und geben im polarisirten Lichte grelle, bunte Interferenzfarben. Meist sind sie nicht ganz pellucid, sondern mehr oder weniger getrübt. Diese Trübung wird erzeugt durch eine weissliche, in wolkigen Massen auftretende Substanz, welche verschwommen contourirte Theile der ursprünglichen Mineralsubstanz freilässt. Blendet man bei der Untersuchung der in Frage stehenden Körner das Unterlicht ab, so erglänzen die zahlreichen, sie durchziehenden Risse in einem charakteristischen gelben Lichte; die trübe Substanz zeigt dabei eine schmutzig gelbweisse Färbung. Auf Grund dieser Verhältnisse dürfte die Deutung der betreffenden Körner als Titanit vielleicht nicht ungerechtfertigt erscheinen.

## Augit und Hornblende.

Dass diese beiden in den krystallinen Gesteinen so weit verbreiteten Mineralien als klastische Elemente der Sandsteine

[1]) Quarterly journ. geol. soc. XXXVII. pag. 6 ff.

sehr selten auftreten, erklärt sich wohl unschwer aus ihrer verhältnissmässig leichten Zersetzbarkeit. Die Formen ihrer klastischen Körner sind meist rundlich. In dem Gestein jedoch, welches die grösste Menge derselben enthält, einer „Grauwacke aus dem Bohrethale“, finden sich auch eckige, durch Spaltungssprünge begrenzte Fragmente; auch haben einzelne Augite noch ungefähr ihre achteckige, einzelne Hornblenden ihre sechseckige Umgrenzung in Durchschnitten senkrecht zur Prismenzone sich bewahrt. Sehr häufig zeigen ihre Körner deutliche Zersetzungserscheinungen. Mit grosser Wahrscheinlichkeit wird man wohl viele grünlichgelbe, aggregatpolarisirende Massen, die in allen Punkten mit dem „Viridit“ übereinstimmen, und die sich ziemlich häufig in den Sandsteinen vorfinden, als Derivate jener beiden Mineralien betrachten dürfen.

## Gesteinsfragmente.

Die Gesteinsfragmente, welche in sehr wechselnden Mengen in den psammitischen Gesteinen auftreten, stammen zum grössten Theil von sedimentären, nur selten von massigen Gesteinen her. Dies zuerst vielleicht befremdliche Beobachtungsresultat findet jedoch in der weit leichteren Zersetzbarkeit der letzteren eine genügende Erklärung. Ist es doch eine längst bekannte, namentlich bei der Betrachtung ganzer Gebirgsmassen, deutlich hervortretende Thatsache, dass die massigen Gesteine, von denen die meisten reich an Feldspath sind und häufig daneben noch so leicht zerstörbare Elemente, wie Augit, Hornblende, Glas und Olivin enthalten, weit mehr dazu disponiren, in ihre einzelnen Gemengtheile zu zerfallen, als so resistente Massen wie Glimmerschiefer, Quarzit, Thonschiefer, Kieselschiefer u. dergl., in denen Quarz und Glimmer dominiren. Ausserdem sind auch die massigen Gesteine vielfach zu grobkörnig, um Gesteinsfragmente für die Psammite liefern zu können; sie ergeben daher für diese Gesteinsgruppe meist nur Gemengtheilfragmente, während sich in conglomeratartigen Gesteinen ja Gerölle massiger Gesteine vielfach vorfinden.

## Klastischer Staub.

Unter diesem durch KALKOWSKY [1]) eingeführten Namen fasst man diejenigen klastischen Elemente zusammen, die sich durch ihre Kleinheit einer sicheren Bestimmung entziehen. Es sind winzigste Theilchen, die feinsten Producte der mechanischen oder chemischen Zerstörung der Gesteine, welche sich

[1]) Mikrosk. Untersuchungen über den Glimmertrapp von Metzdorf, N. Jahrbuch 1875.

im Cäment und in den Spalten der klastischen Elemente festgesetzt haben, kaolinige Partikelchen, kleinste Quarzsplitterchen und Glimmerfetzen, Kohlenstäubchen und namentlich häufig gelbe oder braune trübe Ferrittheilchen, die in der Form ganz unregelmässig gestalteter Blättchen oder bakterienähnlicher Stäbchen erscheinen. Diese letzteren sind jedenfalls zum grossen Theil Zersetzungsproducte klastischer Mineralien; im Verein mit den anderen oben erwähnten mehr oder weniger gut qualificirbaren Theilchen bedingen sie häufig, wenn sie in grosser Menge auftreten, die Färbung der Gesteine und verhüllen unter dem Mikroskop wie ein trüber Schleier die Structur des Ganzen.

Anmerkung. Die auf pag. 3 der oben citirten Abhandlung MEYER's über Gotthardgesteine erwähnten blauen Körnchen fanden sich auch in sämmtlichen vom Verfasser untersuchten Gesteinen vor. Jene Körnchen aber liegen, wie dies eine scharfe Einstellung zeigt, nie im Gestein, sondern stets über oder unter ihm im Canadabalsam. Dieselben sind auch nicht anorganischer Natur, sondern höchstwahrscheinlich Indigokörnchen, die aus dem Indican des Handschweisses stammen, und bei den Operationen des Schleifens und Präparirens sich an der rauhen Oberfläche der Schliffe festsetzen und so in den Balsam gelangen.

## II. Authigene Gemengtheile.

Die authigenen Gemengtheile der Psammite sind es, welche die an sich jedes Zusammenhaltes entbehrenden klastischen Elemente verkitten, und so erst aus ihnen ein mehr oder weniger festes Gestein schaffen. Ihre Menge im Vergleich zu derjenigen der klastischen Elemente ist sehr variabel. Während auf der einen Seite Sandsteine mit sehr geringen Mengen authigener Substanzen stehen, sehen wir auf der anderen Seite bisweilen aus jenen solche Gesteine hervorgehen, in welcher diese entschieden dominirt, während die klastischen Körner stark zurücktreten, ja bisweilen nur wie versprengte Fremdlinge in dem sonst authigenen Gesteine liegen. Es ist klar, dass durch dies verschiedene Verhalten der authigenen Substanz auch verschiedene Ausbildungsweisen der Sandsteine hervorgebracht werden.

Die wichtigeren dieser Mineralien, welche entweder für sich allein oder in Combination mit einander oder mit klastischen Elementen das Cäment der Psammite bilden, dessen verschiedene Formen weiter unten besprochen werden sollen, mögen im Folgenden eine kurze Beschreibung finden.

## Kieselsäure.

Sie findet sich in authigenem Zustande als gemeiner Quarz, als Opal und als Chalcedon.

Unter diesen drei Modificationen besitzt jedoch nur der Quarz eine allgemeine Verbreitung und zwar wiederum in zwei verschiedenen Ausbildungsweisen.

Bald hat er sich auf klastischen Körnern von Quarz — aber auch nur auf solchen — in übereinstimmender krystallographischer Orientirung niedergeschlagen und sucht dieselben zu vollkommenen Krystallen zu ergänzen, bald tritt er in Gestalt eines Aggregates meist unregelmässig contourirter Körner in selbstständiger Orientirung zwischen den klastischen Elementen auf. Im ersten Falle ist seine Substanz meist sehr rein. Nur selten finden sich in ihr fremde authigene Mineralien, aber nie Flüssigkeitseinschlüsse.

Authigenen Opal führte unter den vom Verfasser bearbeiteten Sandsteinen nur eine Gruppe von Braunkohlensandsteinen aus dem Siebengebirge (Wintermühlenhof und Quegstein). Dieselben sind harte, graue oder braune Gesteine, welche bisweilen einen conglomeratartigen Habitus annehmen. Die Structur des Opalcämentes erinnert im Dünnschliff an das Aussehen, welches viele Achate bei makroskopischer Betrachtung zeigen; wurstähnliche, vielfach gewundene, selten gezackte Lagen umziehen die klastischen Körner, bisweilen Hohlräume offen lassend, welche durch sanftwellige Flächen begrenzt werden. Die einzelnen Lagen sind scharf gegeneinander abgegrenzt. Die Opalsubstanz erscheint unter dem Mikroskop an sich farblos, enthält jedoch variable Mengen von Ferrit und klastischem Staub, welche die Färbung des Cämentes hervorrufen. Am Rande erscheinen die klastischen Quarze meist von einer helleren Cämentzone umzogen, eine Erscheinung, welche sich jedoch dadurch erklärt, dass dicht am Rande der Quarzkörner, wegen der gewöhnlich schräg gegen die Oberfläche des Schliffes verlaufenden Seitenflächen derselben, das Cäment hier eine keilförmige, also hellere Lage bildet. An den meisten Stellen ist es völlig isotrop, zeigt jedoch ab und zu da, wo zwei Cämentschichten einander berühren, oder an den Wänden der oben erwähnten Hohlräume wahrscheinlich durch eine bei seiner Verfestigung entstandene Oberflächenspannung hervorgerufene Doppelbrechungserscheinungen. Ferner bemerkt man auch dicht um den Rand mancher klastischen Körner und an der Oberfläche der Wandungen einzelner Hohlräume ein Mosaik von winzigen, eckigen, doppelbrechenden Körnchen. In einigen Präparaten fanden sich auch gewisse Cämentschichten, die senkrecht zu ihren Rändern eine äusserst feine, namentlich gut

im polarisirten Licht zu beobachtende Streifung erkennen liessen. Zwischen gekreuzten Nicols brechen diese ebenfalls doppelt.

In einem sehr harten, feinkörnigen, isabellgelben Tertiärsandsteine von Butte d'Aumont bei Paris wird das Cäment durch Chalcedon gebildet.

Die im gewöhnlichen Lichte anscheinend structurlose Masse zeigt hier und da geschichteten Aufbau. Im polarisirten Licht wirkt sie deutlich aggregatpolarisirend, und zwar sieht man an vielen Stellen, dass sie aus feinen, normal zu den klastischen Körnern verlaufenden Fasern besteht. In der Mitte solcher Cämentpartieen, welche grössere Räume zwischen mehreren klastischen Körnern erfüllen, tritt dagegen eine wirre, mosaikartige Structur derselben hervor. Ein von Canadabalsam gänzlich befreiter dünner Schliff, der längere Zeit mit heisser, concentrirter Salzsäure behandelt worden war, zeigte keinerlei Veränderung. In ganz dünnen Präparaten war der Chalcedon völlig farblos; die gelbe Farbe, welche das Gestein besitzt, verdankt es dem unter dem Mikroskop in reichlicher Menge nachweisbaren Ferrit und klastischen Staube. Um die klastischen Elemente herum zieht sich wie bei den Sandsteinen von Quegstein anscheinend eine hellere Cämentzone. Anger[1]) erklärte das Cäment dieses Sandsteines für Eisencarbonat und giebt an, dass dasselbe in Salzsäure löslich sei. Da offenbar sowohl Anger als der Verfasser vorliegender Arbeit dasselbe Gestein bei ihrer Untersuchung vor sich hatten, so ist jene Angabe Anger's nur durch eine Verwechselung zu erklären.

## Glimmer.

Der authigene Muscovit psammitischer Gesteine ist bisweilen, wie schon Kalkowsky (Glimmertrapp von Metzdorf) hervorhebt, ziemlich schwer von deren authigenem zu trennen. Der Hauptunterschied beider wird, wie schon oben angedeutet, durch die verschiedene Beschaffenheit der Spaltungsflächen und die verschiedenen Cohäsionsverhältnisse der Lamellen bedingt. Während nämlich der klastische Muscovit durch die vielen mechanischen Einwirkungen, welche er erlitt, fast stets Biegungen und Knickungen oder gar Zerbrechungen erfahren hat, und während der Zusammenhalt seiner einzelnen Spaltungslamellen so bedeutend gestört ist, dass die Spaltungsrichtung durch dicke, schwarze Striche markirt wird, findet man diese beim authigenen nur durch eine feine Streifung angedeutet.

[1]) Studien über klastische Gesteine; Tschermak's mineralog. Mitth. 1875. pag. 154.

Ferner sind bei diesem — und hierin kann der Verfasser mit Kalkowsky nicht übereinstimmen — die Spaltungs- d. h. basischen Pinakoïdflächen fast stets ganz gerade und nur selten schwach gebogen. Da, wo sich ein fremdes Mineralkorn im authigenen Muscovit findet, verlaufen die Spaltungslinien des letzteren vollkommen gerade bis zum Rande des Einschlusses, um auf der anderen Seite desselben völlig ungestört in der alten Richtung fortzuziehen. Wo wir jedoch im klastischen Muscovit ein fremdes Mineralkorn das nicht schon bei seiner Entstehung in ihm eingeschlossen ward — finden, da sehen wir, wie dies stets die Spaltungslamellen auseinandergedrängt und in ihrem Parallelismus gestört hat, resp. wie es sich zwischen den auseinandergedrängten Lamellen angesiedelt hat. Sehr treffend charakterisirt Kalkowsky das verschiedene Verhalten, welches der Muscovit je nach seiner authigenen oder allothigenen Natur im polarisirten Lichte zeigt. Die Contouren der authigenen Muscovite sind in der Prismenzone gewöhnlich sehr unregelmässig; oft sinkt er zu Individuen von sehr kleinen Dimensionen herab.

Von dem authigenen Biotit gilt im Allgemeinen das hier vom Muscovit Gesagte. Was jedoch seine Gestalt anbetrifft, so ist zu bemerken, dass er bisweilen auch in der Prismenzone scharfe Krystallcontouren aufzuweisen hat.

Ausser den beiden hier besprochenen Glimmern finden wir noch in den psammitischen Gesteinen eine Reihe von Mineralien, die ihren physikalischen Eigenschaften nach wohl zu den Glimmern gehören dürften, die man aber in vielen Fällen nicht mit einem bekannten Gliede der Glimmerfamilie zu identificiren vermag. Die in Frage stehenden Gebilde erscheinen in Gestalt feiner, bald ovaler, bald länglicher oder nadelförmiger Blättchen. Krystallcontouren sind häufig an ihnen gar nicht zu bemerken. Sehr charakteristisch ist ihr Verhalten gegen die Lösung eines Farbstoffes, z. B. von Fuchsin. Wenn man nämlich einen Dünnschliff, welcher Glimmer oder die in Rede stehenden Mineralien enthält, durch Behandeln mit Aether oder Chloroform und hierauf mit starkem Alkohol völlig von Canadabalsam befreit, und ihn dann in eine mässig concentrirte Fuchsinlösung bringt, so sieht man nach dem Abwaschen des Präparates und nach erfolgter Einbettung desselben, dass sowohl die Glimmerlamellen als auch die fraglichen Blättchen oder Nädelchen intensiv roth gefärbt sind. Diese Färbung rührt davon her, dass das Fuchsin von den zahlreichen feinsten Spältchen jener Lamellen aufgesaugt wurde und so hartnäckig durch Capillarität festgehalten wird, dass selbst andauerndes Auswaschen mit Wasser es nicht zu entfernen vermag. Natürlich giebt die hier beschriebene Erscheinung über die mine-

ralogische Natur der betreffenden Individuen keinen genügenden Aufschluss; sie belehrt uns nur darüber, dass sie zahlreiche Spältchen enthalten. Diese Spältchen nun sind, wie aus einer feinen Streifung hervorgeht, welche auf jenen Blättchen in gewissen Stellungen erscheint, einander parallel. Das optische Verhalten derselben aber zeigt, dass jene Spalten einer Ebene parallel liegen, in deren Normale nur eine schwache oder gar keine Doppelbrechung stattfindet. Denn nur diejenigen Lamellen lassen dies erkennen, an denen keine Streifung erkennbar ist, während in letzterem Falle die betreffenden Blättchen meist grelle, bunte Interferenzfarben im polarisirten Licht ergeben. So kommen wir zu der Ansicht, dass unsere Blättchen entweder nur eine optische Axe besitzen oder zwei, die aber nur einen kleinen Winkel miteinander bilden. Diese Eigenschaft, sowie ihre vorzügliche monotome Spaltbarkeit nach oP lassen vielleicht ihre Einreihung in die Glimmerfamilie einigermaassen gerechtfertigt erscheinen, namentlich da auch ihre übrigen Eigenschaften nicht gegen diese Annahme streiten.

Die Farben der betreffen Lamellen sind meist sehr licht, hellgrün oder hellgelb; viele sind auch ganz farblos. Hieraus ist es auch zu erklären, dass sie, wenn überhaupt, nur einen sehr schwachen Pleochroismus besitzen.

Namentlich haben die gelblichen Blättchen häufig eine Zersetzung erfahren, bei der gelber oder brauner Ferrit sich ausgeschieden hat. Bisweilen ist dieser Process so weit vorgeschritten, dass nunmehr nur noch eine braungelbe Ferritmasse vorliegt, welche durch ihre Structur, indem man die früheren Umrisse der einzelnen Blättchen oft noch ziemlich gut erkennen kann, ihren pseudomorphen Ursprung deutlich verräth, so z. B. in einer „Grauwacke" von Coschütz bei Elsterberg im Voigtlande.

Säuren sind meist ohne Einwirkung auf die fraglichen Substanzen; nur bisweilen bewirken sie eine Bleichung der gelben oder grünen Farbe. Zu eingehenderen chemischen Untersuchungen mangelte leider dem Verfasser Zeit und Gelegenheit.

Vielleicht darf man dennoch die farblosen Lamellen in die Nähe des Muscovits stellen, andere von grünlicher Farbe, welche äusserst fein gestreift sind, zum Sericit rechnen. Nicht selten findet sich auch unter den hier zusammengefassten Mineralien ein grünliches, in's Gelbliche schimmernd, das mit dem Viridit der Diabase sowohl in seinen optischen als auch sonstigen Eigenschaften grosse Aehnlichkeit besitzt, und deshalb fortan als „Viridit" bezeichnet werden mag.

## Glaukonit.

Er ist, wie Anger (l. c. pag. 157) richtig hervorhebt, nicht amorph, sondern aus zahllosen feinsten Blättchen zusammengesetzt, und zeigt im polarisirten Lichte deutliche Aggregatpolarisation. Er bildet unbestimmt, meist rundlich, geformte Körner oder füllt die Hohlräume zwischen mehreren klastischen Körnern aus. In der Form von Foraminiferensteinkernen konnte er in den untersuchten Gesteinen nie erblickt werden; auch ist es kaum glaublich, dass so leicht zerreibliche Gebilde wie Glaukonitkörner als klastische Elemente auftreten könnten, wie Sorby anzunehmen scheint. Bei der Zersetzung liefert er braungelben Ferrit; dabei nehmen seine Körner eine concentrisch-schalige Structur an, die Geinitz schon makroskopisch beschreibt, z. B. in einem Quadersandstein von Prossen bei Schandau in der „Sächsischen Schweiz". Glaukonit fand sich nicht nur in tertiären und cretaceischen, sondern auch — freilich nicht sehr häufig — in paläozoischen Psammiten.

## Carbonate.

Wie durch qualitative Analysen festgestellt wurde, sind die authigenen Carbonate der Sandsteine theils einfache, ziemlich reine Carbonate, nämlich $CaCO_3$ oder $FeCO_3$ oder aber Gemenge von $CaCO_3$, $FeCO_3$, $MgCO_3$. Diese Verschiedenartigkeit der chemischen Zusammensetzung findet dann auch in der mikroskopischen Beschaffenheit der betreffenden Verbindungen deutlichen Ausdruck.

Der Kalkspath bildet oft einheitlich orientirte Partieen von ziemlich grossem Umfange. Dieselben zeigen meist eine vorzügliche Spaltbarkeit und häufig polysynthetische Verwillingung nach zwei Flächen von $-\frac{1}{2}R$. Und zwar treten hierbei nicht nur breite, sich durch das ganze Calcitkorn erstreckende Lamellen auf, sondern auch sehr häufig neben ihnen und streng parallel denselben gerichtet, ganz kurze, schmale Leistchen, auf, die ebenfalls nach zwei Flächen von $-\frac{1}{2}R$ orientirt sind. Sie stossen unter spitzem Winkel zusammen, indem gewöhnlich mehrere solcher Lamellen, meist nur bis 10, dicht nebeneinander und genau untereinander parallel sich versammeln. Ihre Länge beträgt 0,0025 — 0,004, selten bis 0,01, ihre Dicke fast nie mehr als 0,001 mm. Sie treten in jenen winkelartigen Haufwerken meist zahlreich verstreut im Kalkspath auf und verleihen demselben im polarisirten Licht ein geflecktes Aussehen. Sehr gut sind sie z. B. in dem sog. „krystallisirten Sandstein" von Fontainebleau zu beobachten.

Im polarisirten Licht geben sich auch die kleinsten Kalk-

spaththeilchen leicht zu erkennen, indem sie in einem hellen Grauweiss aufleuchten, während ihre Ränder, durch das Eingreifen in die gefurchte Oberfläche der klastischen Körner vielfach zerschlitzt, bunte Säume tragen. Sehr häufig enthält der Calcit zahlreiche kleine Flüssigkeitseinschlüsse, die im Verein mit dem oft in reichlicher Menge eingeschlossenen klastischen Staube dann ihrem Wirthe ein trübes Aussehen verleihen. Vielfach finden sich im Cäment oder in Hohlräumen klastischer Gemengtheile der psammitischen Gesteine, bald nur vereinzelt, bald in reichlicher Menge verstreut oder zu kleinen Häufchen versammelt, farblose oder ganz schwach gelbgrüne, scharfe Rhomboëder von Kalkspath — auf deren Verbreitung in den klastischen Gesteinen Wichmann[1]) aufmerksam macht — oder Häufchen von runden Körnern desselben.

Im Gegensatz zum Kalkspath liebt es der Eisenspath nicht, in grossen Körnern aufzutreten. Er bildet Haufwerke von zahlreich versammelten gelblichen, durchsichtigen Individuen, deren Contouren theils abgerundet sind, theils durch scharf ausgebildete Rhomboëderflächen bestimmt werden. Das letztere ist der häufigere Fall; namentlich scharf begrenzt sind die einzeln auftretenden Körner. Die Eisenspathindividuen besitzen deutlich ausgeprägte rhomboëdrische Spaltbarkeit; gewöhnlich sind sie sehr arm an Einschlüssen; Zwillingsbildungen wurden in ihnen nie beobachtet. Häufig finden sich in den an Eisencarbonat reichen Gesteinen trübe, schmutzig rostbraune, aus rundlichen, nur selten scharfkantigen, meist sehr kleinen Körnchen bestehende Partieen, welche auch im polarisirten Licht schmutziggelbe Farbe beibehalten und bei keiner Stellung des Präparates dunkel werden. Man darf vielleicht annehmen, dass es der Einfluss organischer Substanz war, der hier eine scharfe Formausbildung des Eisenspathes verhinderte; die beschriebenen Haufwerke nämlich finden sich namentlich in carbonischen und dyassischen, an organischer Substanz reichen Sandsteinen mit Eisencarbonatcäment.

Ausser den jetzt beschriebenen Körnern von Kalk- und Eisenspath finden sich im Cäment der Sandsteine — bisweilen dasselbe ganz zusammensetzend — noch andere Carbonatmassen, meist farblos oder von schwach gelblicher Farbe, die weder eine Spur von Spaltungslinien, noch eine solche von Zwillingsbildung erkennen lassen. Ob nun diese im polarisirten Licht meist in mehrere verschieden orientirte Körner zerfallenden Massen Mischungen verschiedener Carbonate sind, oder ob von den Theilkörnern das eine aus (Ca, Fe) $CO_3$, das

---

[1]) Mikrosk. Untersuchungen über die Gesteine des rechtsrheinischen Taunus; Verh. d. naturf. Vereins d. Rheinlande Bd. XXXIV.

andere aus (Mg, Fe) $CO_3$ besteht, — denn die Analyse weist fast stets in solchen Gesteinen diese drei Carbonate neben einander auf, das ist hier ebenso schwer zu entscheiden, wie beim Dolomit. Zu erwähnen ist noch, dass Carbonate, die $FeCO_3$ enthalten, in Folge partieller Zersetzung sehr häufig Ferrit ausscheiden.

## „Thonige" Substanzen.

Dieselben stellen, bei starker Vergrösserung betrachtet, ein Haufwerk farbloser, äusserst winziger, unregelmässig begrenzter Schüppchen dar; bei Zuhülfenahme eines drehbaren Objecttisches und Anwendung einer Quarzplatte, welche im polarisirten Licht ein empfindliches Roth giebt, erweisen sie sich als schwach doppelbrechend. Diese ihre schwache Reactionsfähigkeit gegen polarisirtes Licht mag denn wohl auch der Grund davon sein, dass in manchen klastischen Gesteinen amorphe Massen verborgen geglaubt wurden, welche solche in der That nicht enthalten. In Fuchsinlösung gebracht, imbibiren sich die thonigen Massen rasch mit dem Farbstoff und halten ihn hartnäckig fest, ein neuer Beweis für ihre feinschuppige Structur. Kochende Salzsäure wirkt nicht auf sie ein.

Die Frage nach der Natur und der Entstehung der thonigen Massen ist wegen der Kleinheit ihrer Elemente nur schwierig zu entscheiden; man darf jedoch vielleicht vermuthen, dass sie das in situ gebildete Endproduct der totalen Zersetzung von Feldspathen sind, und dem Kaolin oder dem Glimmer nahe stehen.

## Mikrovermiculit.

Mit diesem Namen hat E. E. Schmid [1]) „gekrümmte, breite, unzweifelhaft sechsseitige, mit sehr zahlreichen, meist etwas welligen, Querstreifen versehene, farblose, trübe Prismen" bezeichnet. Ihre Doppelbrechung ist deutlich, wenn auch ihre Farben im polarisirten Licht nur matt sind. „Sie gehören nicht zu denjenigen Silicaten, welche durch Salzsäure leicht zersetzt werden." Der hier im Auszuge wiedergegebenen Beschreibung Schmid's ist nur noch hinzuzufügen, dass die vom Verfasser beobachteten Mikrovermiculite, die er mit einem im Besitze des Herrn Zirkel befindlichen Originalpräparate Schmid's zu vergleichen Gelegenheit hatte, sehr oft ganz klar waren. Die Formen der oft ganz ebenso wie Helminth gekrümmten Prismen scheinen auf rhombische Gestalten zu deuten. Nicht selten

[1]) Die Kaoline des Thüringer Buntsandsteins; diese Zeitschrift 1876. pag. 94.

konnten auch Blättchen beobachtet werden, die ganz dieselben Eigenschaften zur Schau trugen, wie Spaltungslamellen des Mikrovermiculites, die jedoch zu verworren schuppigen Aggregaten versammelt waren. Diese wie die eigentlichen Mikrovermiculite werden durch Fuchsin intensiv geröthet. Der Mikrovermiculit fand sich in zahlreichen Individuen in zwei Zwickauer Kohlensandsteinen mit Calcitcäment, und zwar in geringen Mengen, dafür aber weit verbreitet, in Sandsteinen mit „ergänzendem“ Kieselsäurecäment.

## Eisenerze.

Schon bei Besprechung der allothigenen Eisenerze ward die Schwierigkeit ihrer Unterscheidung von den authigenen hervorgehoben. In einigen Fällen jedoch kann man die authigene Entstehung solcher Gebilde mit Sicherheit aus ihrem ganzen Habitus erschliessen.

Der Eisenglanz findet sich nicht gerade selten in Gestalt der bekannten orangefarbenen, schön contourirten Tafeln im Cäment oder in den Hohlräumen klastischer Elemente. Gewisse opake Körner, die im auffallenden Lichte schön goldroth schimmern und feinschuppige Zusammensetzung erkennen lassen, dürften wohl als Eisenglimmer anzusprechen sein. Andere opake Massen, theils rundlich, theils scharf und geraflächig contourirt, bisweilen anscheinend von regulären Formen, gehören wohl theils zum Eisenglanz, theils zum Magnetit.

Ziemlich häufig findet sich authigener Pyrit, bisweilen in beträchtlicher Menge, vor. Seine opaken Körner besitzen im auffallenden Lichte einen schönen messinggelben Metallglanz, und lassen oft die zierlichsten Krystallformen erkennen.

In vielen Fällen sind die hier aufgezählten Eisenerze einer mehr oder weniger weit fortgeschrittenen Zersetzung anheimgefallen, bei der sich um das opake Korn ein Hof von schmutziggelbem Ferrit, welcher meist auch noch in die Nachbarschaft infiltrirt worden ist, gebildet hat. Ein grosser Theil des in den Psammiten vorhandenen Ferrites ist wohl so, wie Gümbel (l. c. pag. 266) richtig bemerkt, auf secundärem Wege aus authigenem Pyrit oder Eisenglanz entstanden.

## Rutilnädelchen.

Die kleinen, braungelben, bisweilen knieförmig verzwillingten Rutilnädelchen, die man so weit verbreitet in den Thonschiefern findet, sind auch in den Psammiten durchaus nicht seltene Gäste. Indessen wird ein Theil derselben wohl kaum als authigen zu betrachten sein, sondern von zerstörten Thonschiefern hergeleitet werden müssen, namentlich in den-

jenigen Sandsteinen, die zahlreiche Thonschieferbröckchen, welche früher irrthümlicherweise bisweilen als authigenes Cäment der betreffenden Gesteine betrachtet wurden, enthalten.

Eine sichere Entscheidung über die allothigene oder authigene Natur eines solchen Rutilnädelchens wird leider durch die Kleinheit dieser Gebilde vereitelt.

## III. Cäment.

Wenn wir die klastischen Elemente der psammitischen Gesteine hinsichtlich ihrer Grösse vergleichen, so können wir von diesem Gesichtspunkte aus zwei Arten der letzteren unterscheiden. Auf der einen Seite stehen diejenigen, bei welchen sich keine auffälligen Unterschiede in den Dimensionen der einzelnen Körner geltend machen, während ihnen gegenüber diejenigen Sandsteine sich befinden, in welchen sich ein scharfer Gegensatz zwischen grösseren und kleineren Körnern constatiren lässt. Obwohl nun in den meisten der hierher gehörenden Sandsteine auch Körner von mittlerer Grösse vorhanden sind, so pflegt doch jener scharfe Gegensatz, den schon Kalkowsky [1]) treffend betont, hierdurch nicht verwischt zu werden. Auch in dem gegenseitigen Verhalten der allothigenen und der authigenen Elemente sind jene beiden Gesteinsgruppen verschieden. In den gleichkörnigen Psammiten von mittlerer Korngrösse verhalten sich die allothigenen Körner völlig passiv gegenüber den sie verkittenden authigenen Substanzen — meist Kieselsäure oder Carbonate; in den ungleichkörnigen Psammiten jedoch tritt der Gegensatz zwischen grösseren und kleineren klastischen Körnern auch dadurch noch besonders hervor, dass die letzteren gewissermaassen aus ihrer Inactivität heraustreten und ein engeres Verbandverhältniss mit der authigenen Substanz eingehen, so dass sie trotz ihrer klastischen Natur dennoch als Gemengtheile des Cämentes betrachtet werden müssen. In solchen Gesteinen nämlich kann man das Cäment gewissermaassen dem Mörtel des Maurers vergleichen. Die Bausteine, welche durch diesen zusammengehalten werden, entsprechen den grösseren klastischen Körnern, der dem Mörtel beigemengte Sand den kleineren, der Kalk der authigenen Substanz. Und in der That bietet, wie die Betrachtung eines alten Mörtels von der Burgruine Rohnau bei Zittau i. S. lehrte, der Mörtel ein Bild dar, welches dem eines Sandsteines mit Carbonatcäment zum Verwechseln ähnlich ist. Der Sand giebt einer-

[1]) Kalkowsky. Ueber den Glimmertrapp von Metzdorf; N. Jahrb. 1875., Sep.-Abdruck pag. 10.

seits der Kalkmasse mehr Festigkeit, andererseits spart er eine gewisse Menge von Kalk; ebenso bieten die kleinen klastischen Körner — namentlich Quarzsplitterchen — den authigenen Elementen der psammitischen Gesteine bei ihrer Ausscheidung zahlreiche Stützpunkte dar, erhöhen die Festigkeit des Cämentes und helfen die Zwischenräume zwischen den grösseren klastischen Körnern mit ausfüllen.

Aber nicht allein in der Function des Sandes im Mörtel finden sich klastische Elemente im Sandsteincäment, sondern auch, indem sie durch mechanische Bearbeitung und ihre eigene Nachgiebigkeit dazu befähigt, selbst klastische Körner fixiren helfen. Es sind dies Fragmente von Glimmer und von weichen, schiefrigen Gesteinen, deren Wirksamkeit noch weiter unten besprochen werden soll.

Nach diesen allgemeinen Bemerkungen über das Cäment mögen nunmehr die Haupttypen desselben einer kurzen Schilderung unterworfen werden.

## „Ergänzendes“ Kieselsäure-Cäment.

KNOP [1]) scheint der erste gewesen zu sein, der darauf hinwies, dass die Körner gewisser Quarzsande auf ihrer Oberfläche Abscheidungen farbloser krystallisirter Kieselsäure tragen, welche das rundliche klastische Korn zu einem vollständigen Krystall zu ergänzen strebt. Dann beschreibt TÖRNEBOHM [2]) aus gewissen „Quarziten“ die Erscheinung, dass diejenigen Cämentpartieen, welche sich zwischen zwei klastischen Quarzen befinden, im polarisirten Licht in zwei Theile zerfallen, von denen jeder die Farbe des benachbarten Quarzes trägt. Später wurden diese Auflagerungen neugebildeter Kieselsäure von BONNEY [3]), SORBY und PHILLIPS (l. c.) in verschiedenen Sandsteinen aufgefunden und untersucht; die folgenden Bemerkungen geben kurz den Inhalt der Beobachtungen jener Forscher und der eigenen wieder.

Zum Studium der Beschaffenheit und der Bildungsweise des „ergänzenden“ Kieselsäure-Cämentes — mit welchem Namen es im Folgenden bezeichnet werden mag — eignet sich wohl kein Gestein besser als der sogen. „krystallisirte“ Sandstein von Marienschloss in der Wetterau, obwohl gerade in diesem Gestein ANGER (l. c. pag. 158 u. 174) die Anwesenheit authigener Kieselsäure völlig übersehen hat. Es ist dies

[1]) Ueber Kieselsäure-Abscheidungen, N. Jahrbuch 1874. pag. 281 ff.

[2]) Ein Beitrag zur Frage der Quarzitbildung, N. Jahrbuch 1877. pag. 210.

[3]) Quarterly journ. of the geol. soc. of London, XXXV. pag. 666, XXXVI. pag. 106.

ein mittelkörniger Sandstein von gelber Farbe, der sehr leicht in seine einzelnen Körner zerfällt. Bettet man diese in Glyceringelatine ein, so sieht man, wie die meist stark gerundeten Quarzkörner, welche fast ausschliesslich das Gestein zusammensetzen, und auf ihrer Oberfläche eine dünne, unregelmässig vertheilte Schicht von gelbem Ferrit besitzen, einen Ueberzug von völlig farbloser Kieselsäure tragen, welche genau so orientirt ist, wie das von ihr umgebene Korn. Die Contouren der neuen Quarzsubstanz sind sehr mannichfaltig; fast an jedem Korn aber tritt die Tendenz der authigenen Kieselsäure hervor, die Wunden und Substanzverluste, welche demselben auf seinem Transport zugefügt worden sind, auszuheilen und zu compensiren und es so zu einem vollständigen Krystall zu ergänzen. So sieht man denn fast auf allen Körnern Pyramiden, oft mehrere parallel nebeneinander, und Prismen — letztere seltener — aufgesetzt. Ausserdem aber enthält die farblose Quarzhülle oft zahlreiche, dicht nebeneinanderliegende, durch die Spitzen der auf benachbarten Körnern befindlichen Krystalle hervorgebrachte Eindrücke, welche beim ersten Anblick im Beschauer die Meinung erzeugen können, als würde das betreffende Korn morgensternartig nach allen Seiten von Pyramiden bedeckt, während dort in der That jene scheinbaren Pyramiden nur Ausfüllungen von Hohlräumen darstellen, die sich zwischen mehreren parallelen Pyramiden eines benachbarten Quarzkornes befanden. Manche Quarze zeigen auch solche Umhüllungen, welche darauf hindeuten, dass die neugebildeten Quarzmäntel sich gegenseitig polygonal abplatteten. Sehr häufig lässt die authigene Quarzsubstanz parallel den Umrissen des klastischen Kornes eine feine Streifung erkennen, welche ihre successive Ablagerung beweist.

Während nun in dem Gestein von Marienschloss und in manchen anderen die Kieselsäuredeposition nicht so weit fortgeschritten ist, dass durch innigste Berührung aller neugebildeten Quarzhüllen ein festes Gestein gebildet wurde, besitzen andere Sandsteine mit „ergänzendem" Kieselsäurecäment eine bedeutende Festigkeit. Im Dünnschliff solcher Gesteine sieht man dann die einzelnen Cämentpartieen bald durch regelmässige, Krystalldurchschnitten entsprechende, bald durch unregelmässige Contouren gegen einander abgegrenzt. Auch die feine Streifung des Cämentes ist meist gut erkennbar. Bisweilen findet man förmliche Krystalldrusen, deren Wandungen natürlich mehreren Cämentpartieen angehören. Bei solchen Quarzen, welche aus mehreren Individuen bestehen, ergänzt das Cäment die am Rande gelegenen. Die Umrisse dieser einzelnen Cämenttheile ähneln dann denen der Theilindividuen des klastischen Kornes, und sind wellig und gebuchtet wie letztere.

Um klastische Körner, die nicht aus Quarz bestehen, lagert sich authigener Quarz nie ab. Dieselben werden vielmehr durch die von den benachbarten Quarzen heranwachsenden Quarzmassen eingekeilt und festgehalten. Wie schon erwähnt, gelang es nie, im „ergänzenden“ Quarz-Cäment Flüssigkeitseinschlüsse zu finden. Dagegen enthält es nicht selten Mikrovermiculit (Rothliegender Sandstein, Mansfeld), Glimmerschüppchen, Kalkspathrhomboëder (Blättersandstein, Grindel bei Butzbach, Hessen) und klastischen Staub. Der letztere fand sich jedoch nie in grossen Mengen, so dass das „ergänzende“ Quarz-Cäment fast stets den Eindruck einer „ideal reinen Substanz“ hervorruft. Jedoch sieht man an den Grenzen der klastischen Körner. bisweilen auch im Cäment selbst, allerlei ferritische Massen, theils allothigen, theils authigen (schwarzer Blättersandstein, Münzenberg, Hessen) ausgeschieden; solche Massen können begreiflicherweise nie im Innern des klastischen Kornes — ausser auf Spalten — in gleicher Weise vorhanden sein und heben so die Contouren desselben deutlich hervor. Obwohl in einigen Gesteinen (Rothliegender Sandstein, Mansfeld; Keupersandstein, Weiler, Baden) dicke Ferritlagen um die klastischen Quarze herum auftreten, haben dieselben doch nicht die Abscheidung authigener Kieselsäure zu verhindern vermocht, trotzdem dass, wie Phillips (l. c.) hervorhebt, die authigene Quarzsubstanz nur an solchen Stellen sich an das allothigene Korn zu heften vermag, die von fremder Substand völlig frei sind.

Als Analoga zu den Ablagerungen authigener „ergänzender“ Kieselsäure auf klastischen Quarzen sind Neubildungen von Feldspathsubstanz über klatischen Feldspathen und solche von Calciumcarbonat über Kalksteinfragmenten aufzufassen.

Ein Keupersandstein von Kirnwestheim in Baden enthält unter seinen klastischen Elementen zahlreiche Feldspathe, die nur zum geringeren Theile zum Plagioklas gehören, und meist schon stark zersetzt sind. Ein grosser Theil dieser Feldspathe nun trägt eine mehr oder weniger dicke, bisweilen nur partielle Umhüllung von authigener, farbloser Feldspathsubstanz, die sich von dem klastischen Kern, der auf seiner Oberfläche gewöhnlich klastischen Staub zu tragen pflegt, recht gut abhebt. Sie ist optisch genau so orientirt wie das letztere, und in ihr setzten sich da, wo sie einen Plagioklas umgiebt, die Zwillingslamellen desselben weiter fort, ebenso wie die Spaltungssprünge völlig ungestört aus der allothigenen in die authigene Feldspathsubstanz verlaufen.

Authigenes, „ergänzendes“ Calciumcarbonat hat sich in zwei „Grauwacken“ aus dem Fichtelgebirge (Bornstein, Stadt Steinach und Tissinitz) ausgeschieden. Es zeichnet sich vor

dem — oft in grossen Körnern erscheinenden — klastischen Kalkspath, dessen klastische Contour deutlich zu verfolgen ist, durch Reinheit der Substanz aus und enthält die Fortsetzung der Zwillingslamellen und Spaltungssprünge des letzteren. Bei denjenigen Körnern, die aus zahlreichen Theilindividuen bestehen, ergänzt ein Theil des authigenen Kalkspathes die randlich gelegenen Theilkörner des klastischen Kornes, ein anderer hat sich selbstständig orientirt.

Die Gesteine, in denen der Verfasser „ergänzende“ Kieselsäure als vorwiegendes Cäment erkannte, sind folgende:

„Krystallisirter“ Sandstein von Marienschloss in der Wetterau.
Tertiärsandsteine aus dem Mainzer Becken (Münzenberg, Grindel bei Butzbach etc.).
Quarzsandsteine aus der Umgegend von Zittau (Olbersdorf, Jonsdorf, Töpfer etc.). Klastisch fast nur Quarze von verschiedenen Ausbildungsweisen; neben ihnen nur ganz vereinzelte Körner von Zirkon, Rutil und Turmalin.
Kohlensandstein (Gannister) aus der Gegend von Sheffield.
Arkose von Montpeyrous bei Coudes in der Auvergne. Klastisch viel Feldspath; auch Biotit reichlich vorhanden.
Unterer Quadersandstein von Welschhufe bei Dresden. Enthält klastische Granaten.
Keupersandstein von Weiler und von Kirnwestheim in Baden. Unter den allothigenen Elementen des letzteren findet sich neben Quarz und Feldspath Muscovit, Biotit und Viridit in reichlicher Menge; ebenso enthält das Gestein zahlreiche Fragmente von Lydit und Thonschiefer. Auch Zirkon, Rutil, Turmalin, Granat und Titanit sind in relativ bedeutender Quantität vorhanden.
Rothliegender Sandstein von Mansfeld und von Werdau bei Zwickau (conglomeratartig).
Silurischer „Quarzit“ vom Colmberg bei Oschatz.

## Selbstständig orientirtes Quarzcäment.

Theils für sich allein, theils in Verbindung mit dem „ergänzenden“ Cäment tritt die Kieselsäure in Form eines Aggregates selbstständig orientirter Quarzindividuen als Sandsteinbindemittel ziemlich häufig auf. Diese Quarze zeigen nur selten geradlinige Contouren, sind jedoch durch die innige Art ihrer gegenseitigen Verwachsung, wie überhaupt durch ihr ganzes Aussehen leicht von den klastischen zu unterscheiden. Die Dimensionen der einzelnen Individuen sind in vielen Fällen nur geringe. In denjenigen Sandsteinen jedoch, die fast ausschliesslich aus Quarzkörnern vom Durchmesser grosser Sandkörner bestehen (z. B. in einzelnen Quadersandsteinen aus der

Gegend von Zittau) und in denen deshalb ursprünglich zwischen den einzelnen klastischen Körnern ziemlich grosse Zwischenräume vorhanden waren, scheinen letztere auch die Bildung grösserer Quarzkörner im Cäment begünstigt zu haben. Namentlich die feinkörnigen Quarzaggregate sind nur selten frei von fremden Beimengungen, Glimmerschüppchen, Rutilnädelchen, Eisenerzen, thoniger Substanz etc. Sobald nun aber derartige fremde Elemente nicht mehr in der Minorität bleiben, sehen wir neue, weiter unten zu erwähnende Cämenttypen entstehen. Im Gegensatz zu dem „ergänzenden" Quarzcäment führt das jetzt in Rede stehende, namentlich dann, wenn seine Individuen zu kleinen Dimensionen herabsinken, relativ grosse, dunkel umrandete Flüssigkeitseinschlüsse, in denen sich jedoch eine Libelle nur selten beobachten liess.

Wo das selbstständig orientirte Quarzcäment zusammen mit dem „ergänzenden" auftritt, geschieht dies theils so, dass diese beiden Typen local getrennt sind, theils so, dass ersteres zwischen Partieen des letzteren, und mit diesen in unregelmässigen Contouren verwachsen, sich ausgeschieden hat (z. B. in der Arkose von Montpeyrous bei Coudes).

Eine dominirende Stellung nimmt das hier beschriebene Cäment ein in folgenden Psammiten:

„Quarzit" von Bofetto in Brasilien. Enthält viel allothigene Muscovite, die jedoch z. Th. in der Prismenzone noch gut erhaltene Krystallcontouren zeigen.

Sandstein (rothliegend) vom Beckerschacht bei der „goldnen Höhe", in der Nähe von Dresden. Ein stark zersetztes Gestein, das unter seinen klastischen Elementen viel Feldspath, Muscovit, Biotit, Viridit enthält. Auch führt es ziemlich reichlich Fragmente von Porphyrgrundmasse; die klastischen Quarze sind durch scharfe dihexaëdrische Glaseinschlüsse und ziemlich gut erhaltene dihexaëdrische Umrisse als frühere Gemengtheile von Porphyren genügend charakterisirt.

Kohlensandsteine von Zscherlowitz in Böhmen und von der Grube Hoffnung bei Zwickau.

## Glimmer- und Quarz-Glimmer-Cäment.

Die Art und Weise, in der oben die beschriebenen Glimmer und glimmerähnlichen Mineralien entweder ohne fremde Beimengung, oder zu mehreren vergesellschaftet, oder endlich in Verbindung mit authigenem oder allothigenem Quarz sich als Cämentbildner ausgeschieden haben, ist sehr mannichfaltig. Dennoch kann man sehr wohl 4 verschiedene Subtypen des

Quarzglimmercämentes aufstellen, die sich recht häufig in charakteristischer Ausbildungsweise vorfinden:

a. Das Cäment ist ein regellos struirtes Gemenge von authigenem Quarz und authigenem Glimmer. Der Quarz, wenn auch nicht überall gleichmässig vertheilt, ist doch wesentlich. Die Dimensionen der einzelnen Quarz- und Glimmerindividuen, ebenso wie ihre gegenseitige Anordnung, sind hierbei noch mancherlei Variationen unterworfen.

Wenn die Grössenverhältnisse beider Mineralien nur geringe sind, so finden wir sie auf's Innigste mit einander verwachsen, und so durcheinander gewoben, dass man in vielen Fällen ohne Weiteres nicht sicher angeben kann, ob ein gewisses Korn des fraglichen Gemenges zum Quarz oder zum Glimmer zu rechnen ist. Häufig gesellen sich demselben kleine braune Mikrolithen (Rutil) und Ferritkörnchen, bisweilen auch reichliche Mengen klastischen Staubes zu.

In anderen Sandsteinen finden wir das Gemenge von Quarz und Glimmer aus grösseren Individuen beider Mineralien zusammengesetzt. Dann sehen wir nicht selten, wie der Quarz nesterartige Haufwerke bildet, deren Körner mit buchtigen Contouren innig in einander verflösst sind, während der Glimmer wiederum fleckenartige, aus zahlreichen, gleichfalls unregelmässig begrenzten Lamellen zusammengesetzte Haufwerke darstellt. Gesteine mit einem solchen Cäment pflegen dann auch ein geflecktes Aussehen zu besitzen.

Oft tritt einer der beiden Gemengtheile dieses Cämentes bedeutend zurück. Dann findet man nicht selten in dem Aggregate buchtig umrandeter Quarzkörner die mehr vereinzelt auftretenden Glimmertafeln ziemlich regelmässig begrenzt — namentlich beim Biotit, während auf der anderen Seite der Quarz da, wo er, an Menge gegen den oft ziemlich grosse Tafeln bildenden Glimmer zurücktretend, diesen förmlich durchspickt, seine gesetzmässige Gestalt mehr zur Geltung zu bringen vermag.

Repräsentanten des hier beschriebenen Cämenttypus sind folgende Gesteine:

Silurische „Grauwacken“ aus der Umgegend von Leipzig (Plagwitz im Heine'schen Canal, Gross- und Kleinzschocher etc.). Der Glimmer des Cämentes, das bisweilen Hinneigung zu der unter c. zu beschreibenden Structur zeigt, ist meist Muscovit in ziemlich grossen Tafeln.

„Grauwacken“ von Camenz in Sachsen. Hier überwiegt im Cäment der Biotit entschieden den Muscovit. Hier und da fanden sich Salitnädelchen im Cäment. Als klastische

Elemente führten manche Gesteine dieser Gruppe ziemlich viel Apatit und auch Titanit und Granat. An Titaneisen waren alle recht arm. Einige der hierher gehörenden „Grauwacken" enthielten überhaupt nur sehr wenige klastische Elemente.

Ludlow Rock, Llandeilo. Authigen viel Eisenglanz.

Alsenbergquarzit, Heinersreut im Fichtelgebirge.

b. Das Cäment wird durch Glimmerlamellen gebildet, welche sich zu wirren Aggregaten versammeln, oder die klastischen Körner umschmiegen. Der Quarz hat hier nur untergeordnete Bedeutung und ist oft grossentheils allothigen. In gleichkörnigen Sandsteinen tritt der Glimmer, namentlich der Muscovit sowie andere helle gelbliche oder grünliche Glimmermineralien meist in Gestalt dünner Lamellen auf, welche die klastischen Körner innig umschmiegen. Die Glimmerblättchen zeigen hierbei durch die Gestalt der klastischen Körner bedingte sanfte Biegungen, aber niemals scharfe Knickungen oder gar Zerbrechungen. Grössere Zwischenräume zwischen den klastischen Körnern werden häufig durch feinschuppige Aggregate derselben Glimmerlamellen oder durch andere Cämentbildner ausgefüllt. Diejenigen Lamellen, welche schmale Spalten zwischen zwei nahe benachbarten klastischen Körnern ausfüllen, erweisen sich im polarisirten Licht bisweilen aus zahlreichen, sehr dünnen Theillamellchen zusammengesetzt, während sie im gewöhnlichen Lichte nur aus einem Individuum zu bestehen scheinen.

Wo neben den grösseren klastischen Körnern noch zahlreiche feinste Splitterchen (namentlich solche von Quarz) auftreten, da sinken auch die Glimmerlamellen zu grosser Feinheit herab; hier tritt dann der Fall ein, dass jene kleinen Quarzsplitterchen, die ihre allothigene Natur auf's Deutlichste dadurch zu erkennen geben, dass sie nie ein Glimmerblättchen einschliessen, so innig mit jenen feinen Glimmerlamellen vermengt erscheinen, dass man sie als Bestandtheile des Cämentes auffassen darf. Durch diese innige Vermengung mit dem Glimmer treten sie in einen wohl bemerkbaren Gegensatz zu den grösseren klastischen Körnern und vertreten hier, indem sie dem sonst wenig widerstandsfähigen Aggregat der Glimmerlamellchen Festigkeit verleihen, die Stelle des authigenen Quarzes.

Folgende Gesteine liessen die hier geschilderten Verhältnisse deutlich erkennen:

„Grauwacken" aus dem Harz (Wernigerode, Bohrethal, Innerstethal etc.). Der Cäment dieser Psammite ist reich an Viridit und Carbonaten. Unter den klastischen

Elementen spielt der Feldspath eine grosse Rolle. Apatit ist in ihnen ziemlich häufig, seltener Granat. Einzelne Gesteine dieser Gruppe enthielten viel Biotit, namentlich eine „Grauwacke" vom Bauernberg bei Clausthal. Fragmente von Lydit, Thonschiefer und anderen sedimentären Gesteinen sind hier weit verbreitet. Auch finden sich nicht selten andere „Grauwacken" als kleine Gerölle vor.

Spiriferensandsteine (Gerolstein i. d. Eifel, Grube Schalke und Grube Dorothea i. Harz).

Silursandstein von Holmestrand, Norwegen. Der Cämentglimmer dieses Gesteins ist durch den in reichlicher Menge vorhandenen Kalkspath häufig in seiner Ausbildung beeinflusst worden, so dass er oft Gestalten bildet, welche Theilen des Musters „à la grecque" ähnlich sehen. Klastisch ist neben viel Feldspath auch ziemlich viel Apatit.

„Grauwacke", St. Padarn-Kirche bei Llanberis, Wales. Im Cäment viele authigene Calcitrhomboëder; klastisch viel Turmalin.

„Grauwacke", Sierra de Moncayo, Spanien. Führt zahlreiche Thonschieferfragmente.

„Silurgrauwacke", Marcus Reinhard-Stollen bei Bräunsdorf.

„Grauwacken" (devonisch), Giessen.

Oldredsandstone, Frudhrug S.-Wales.

Döbrasandsteine (devonisch) aus dem Fichtelgebirge. Enthalten z. Th. viel authigenen Calcit.

Silursandstein von Altengebirg in Ungarn.

„Quarzit (cambrisch), Eppenreut im Fichtelgebirge.

„Nagelflue", Sirone, Prov. Como, Italien. Ein conglomeratartiges Gestein, das viele Kalksteinfragmente führt.

c. Das Cäment besteht aus bündelförmigen Aggregaten parallel gelagerter, langgestreckter Glimmerlamellen; authigener Quarz ist bald vorhanden, bald fehlt er; allothigener Quarz ist hier ohne Bedeutung für das Cäment. Die einzelnen, meist hellfarbigen Glimmerlamellen — welche grossentheils zum Muscovit, z. Th. wohl auch zum Sericit und nur seltener zum Biotit gehören — sind stark nach der Verticalaxe zusammengedrückt und zeigen parallel oP starke Verlängerung nach einer der Horizontalaxen, sowie sehr unregelmässige Contouren. Sie drängen sich mit ihren Enden in die Vertiefungen der klastischen Körner und verhindern hierdurch sowie durch ihre enge Verwachsung untereinander eine Verschiebung jener. Sie scheinen im Allgemeinen bestrebt, zu parallelstrahligen, bündelförmigen Aggregaten zusammenzutreten, die wiederum untereinander nach Parallelismus streben, hieran jedoch in vielen

Fällen durch die Lage und Gestalt der klastischen Körner verhindert werden. Wo neben ihnen authigener Quarz vorhanden ist, da bietet er den Anblick dar, als ob er nach der Ausscheidung des Glimmers das ganze Gewebe desselben innig durchtränkt habe.

Dieser sehr gut charakterisirte Cämenttypus findet sich recht häufig vor; der Verfasser beobachtete ihn in folgenden Gesteinen:

„Grauwacken“ vom Colmberge bei Oschatz und von Zschöllau daselbst. Einzelne dieser Gesteine führen authigenen Turmalin. Unter den klastischen Elementen findet sich ab und zu auch Titanit.
„Grauwacke“ (untersilurisch), Rottluf bei Chemnitz.
„Grauwacken“ aus dem sächsischen Voigtlande.
„Grauwacken“ aus dem Fichtelgebirge.
Millstone grit, Killarney, Irland.
Cambrian, Brayhead bei Dublin
„Grauwacke“, Herrengrund in Ungarn.
„Grauwacke“, Lischwitz.
„Grauwacke“, Braunsdorf.

d. Das Cäment besteht aus Glimmerlamellen, welche radial um die klastischen Körner angeordnet sind. Von der Betheiligung des Quarzes gilt das unter c. Gesagte, ebenso von der Gestalt der Glimmerlamellen. Diese Ausbildungsweise des Cämentes scheint jedoch nur wenig verbreitet zu sein. Unter den durch den Verfasser untersuchten Gesteinen enthielten dasselbe nur einige „Grauwacken“ von Elsterberg und Coschütz im sächsischen Voigtlande, sowie eine silurische „Grauwacke“ von Planitz bei Zwickau.

## Carbonatcäment.

Besteht dasselbe vorherrschend aus Calciumcarbonat, so bildet es oft Partieen von der Grösse mehrerer Kubikcentimeter, welche durchaus einheitliche Orientirung zeigen. In vielen Fällen zerfallen jedoch selbst die Cämenttheile, welche den Zwischenraum zwischen mehreren eng benachbarten klastischen Körnern ausfüllen, im polarisirten Licht in eine Anzahl verschieden orientirter, unregelmässig begrenzter Körner. Die Behauptung Anger's (l. c. pag. 173), der Eisenglanz sei ein steter oder doch wenigstens häufiger Begleiter des Kalkspathcämentes, kann der Verfasser durchaus nicht bestätigen.

Vom Eisenspath ward schon oben erwähnt, dass er nicht in grossen Individuen auftritt, sondern sich in zahlreichen,

meist scharf begrenzten und dicht versammelten Körnern ausgeschieden hat.

Häufig besteht das Carbonatcäment aus Bestandtheilen von sehr verschiedenem Habitus, grossen, farblosen, einheitlich orientirten Körnern mit guter Spaltbarkeit und deutlich erkennbarer Zwillingsbildung, aus farblosen oder trüben Körnern ohne Spaltungssprünge und ohne interponirte Zwillingslamellen oder mit solchen, aus zahlreich versammelten oder vereinzelten Körnern oder scharfen Rhomboëdern von Calcit oder Eisenspath etc.

Gern treten die Carbonate in Combination mit anderen Cämentbildnern. Namentlich findet sich häufig Kalkspath im Glimmer-Quarz-Cäment in unregelmässigen Körnern oder in scharfen Rhomboëdern, oft freilich nur in geringer Menge.

Diejenigen Gesteine, in welchen das Carbonatcäment vorherrscht, sind häufig schon äusserlich durch einen gewissen Glanz ausgezeichnet und besitzen meist eine bedeutende Festigkeit.

Carbonate enthielten aus der Reihe den vom Verfasser untersuchten Gesteine folgende als vorwaltendes Bindemittel:

Carbonische und dyassische Sandsteine von Zwickau und Umgegend. Authigen sehr häufig Pyrit. Allothigen viel Muscovit und Thonschiefer, nicht selten auch Biotit.

Nummulitensandsteine aus der Schweiz (Habkehrenthal; Thun).

Sandstein aus der Gegend von St. Gallen (klastisch viel Granat).

„Grauwacke“, Thalitter in Hessen.

„Grauwacke“, Geistlicher Berg bei Herborn.

„Grauwacke“, Freienohl in Westfahlen.

„Grauwacke“, Llandeilo. Klastisch sehr viel Biotit, der stark gebleicht ist.

## Thoniges Cäment.

Die oben als „thonige Substanz“ bezeichneten Massen treten gewöhnlich in unregelmässig umgrenzten Partieen auf, und bilden häufig Einschlüsse in anderen Cämentbildnern — mit denen sie fast stets combinirt sind — oder schliessen selbst Theile der letzteren ein. Namentlich gern verbindet sich das thonige Cäment mit dem Carbonat- oder dem „ergänzenden“ Quarz-Cäment. Diejenigen Gesteine, welche dasselbe in grösseren Mengen enthalten, sind wenig fest; beim Anschlagen geben sie sich durch einen eigenthümlichen Geruch zu erkennen.

Hierher sind zu rechnen verschiednne Sandsteine (Quader)

aus der Umgegend von Dresden und aus der sächsischen Schweiz, sowie mehrere Kohlensandsteine von Zwickau und ein rother Blättersandstein (tertiär) von Münzenberg in Hessen.

## Glimmer- und Thonschiefer-Fragmente als Cämentbildner.

Schon bei Besprechung des klastischen Glimmers ward hervorgehoben, dass seine Lamellen bedeutende Structurveränderungen erlitten haben. Dieselbe Erscheinung zeigen sehr häufig auch Fragmente von Thonschiefern und anderen weichen schiefrigen Gesteinen, indem die feinen Schichten solcher an Glimmer reicher Gesteine aufgeblättert worden sind. Die so frei werdenden Enden der feinsten Lamellen wurden in die Vertiefungen der klastischen Körner hineingepresst und üben dort eine ganz analoge Wirkung aus, wie authigener Cämentglimmer. Auch helfen Glimmer und Thonschieferblättchen, die durch starken Druck um klastische Körner herum fest angepresst wurden und dieselben innig umschmiegen, hierdurch mit bei der Fixirung der klastischen Elemente. Selbstverständlich können jedoch ohne Mitwirkung authigener Substanzen Fragmente von Glimmer und Thonschiefer allein die Verfestigung eines klastischen Gesteins nicht zu Wege bringen. Eine schöne Erläuterung zu dem hier Gesagten bieten verschiedene der Zwickauer Kohlensandsteine dar.

---

Nachdem im Vorhergehenden der Versuch gemacht wurde, eine kurze Darlegung über die allgemeinen Verhältnisse der Structur und Zusammensetzung der psammitischen Gesteine zu geben, mögen hier zum Schluss noch einige genetische Bemerkungen über dieselben einen Platz finden.

Die schon bei makroskopischer Betrachtung der Psammite hervortretende Thatsache, dass die einzelnen klastischen Gemengtheile derselben augenscheinlich sehr verschiedene Bildungsstätten — wenigstens in vielen Fällen — besitzen, wird durch die mikroskopische Untersuchung nur noch mehr bestätigt. Dieselbe vermag jedoch leider wegen des Mangels an charakteristischen Eigenthümlichkeiten bei den allothigenen Elementen einen befriedigenden Aufschluss über deren Muttergesteine nur selten zu gewähren. Bessere Resultate in dieser Hinsicht wird man sich wohl häufiger durch das Studium der geologischen Verhältnisse, welche auf der Lagerstätte eines gewissen Sandsteines obwalten, versprechen dürfen.

Das quantitative Verhältniss, in welchem die einzelnen Mineralien als allothigene Gemengtheile der psammitischen Gesteine auftreten, wird auf der einen Seite durch ihre grös-

sere oder geringere Verbreitung in den primären Gesteinen, auf der anderen Seite durch ihre verschiedene Widerstandsfähigkeit gegen meschanische und chemische Einwirkungen, sowie durch gewisse geologische Factoren bedingt, welche bei den einzelnen Psammiten verschiedene Werthe besitzen.

So treffen wir denn Quarz als den häufigsten Gemengtheil derselben, nächstdem Feldspath und Glimmer. Turmalin, Apatit, Zirkon, Rutil, Titanit und Granat finden sich zwar weit verbreitet durch die ganze Gruppe der Sandsteine, spielen jedoch nur die Rolle accessorischer Gemengtheile in den einzelnen Gesteinen. Solche Mineralien endlich, welche leicht zersetzbar und löslich sind, wie Augit, Hornblende und Kalkspath können nur durch eine Combination von sehr günstigen Einflüssen local eine gewisse Bedeutung erlangen, während sie in den meisten Sandsteinen ganz fehlen.

Die Anordnung der klastischen Elemente in den einzelnen Gesteinen verräth deutlich den sedimentären Ursprung derselben. Ueberall finden wir die klastischen Körner so gelagert, dass sie möglichst dicht zusammengedrängt sind und so möglichst wenig Raum einnehmen. Plattige Elemente wie Glimmertafeln, Schieferblättchen haben sich parallel angeordnet und erzeugen so bisweilen eine Schieferung, die sich in solchen Psammiten, welche arm an dergleichen Elementen sind, nicht vorzufinden pflegt.

Dass bei der Ablagerung der klastischen Massen und während ihrer Verfestigung und Verkittung noch allerlei mechanische und chemische Einflüsse fortwirkten, beweisen einerseits die in situ deformirten Glimmerlamellen und die in situ zerbrochenen Turmalinsäulen, andererseits die chemischen Alterationen, die sich an einelnen klastischen Körnern, namentlich an Feldspath, Glimmer, Eisenerzen und Augit, wo solche vorhanden sind, offenbar erst nach ihrer Ablagerung vollzogen haben.

Von den authigenen Cämentmineralien scheint ein grosser Theil in wässriger Lösung von aussen herbeigeführt worden zu sein und sich innerhalb der klastischen, damals noch losen Massen durch Fällung oder Auskrystallisirung aus verdunstenden Solutionen ausgeschieden zu haben. Hierher dürften zu rechnen sein: Das „ergänzende" Quarzcäment, das in den Sandsteinen von Quegstein vorliegende Opalcäment und ein grosser Theil des Carbonatcämentes. Ein anderer Theil jener Substanzen scheint durch Auslaugung und Wiederausscheidung aus den klastischen Elementen gewonnen zu sein, so Carbonate in Gesteinen, die reich an Kalksteinfragmenten sind, Viridit und Quarz in solchen, deren klastische Mineralien zum grossen Theil von diabasartigen Gesteinen herzurühren scheinen.

Das selbstständig orientirte Quarz-Cäment mag theils seine Substanz von aussen, theils von den klastischen Elementen, namentlich von Feldspathen bezogen haben. Nicht unwahrscheinlich klingt auch der Erklärungsversuch von WICHMANN [1]), es könne sich jene Quarzsubstanz aus porodin-amorpher Kieselsäuregallert gebildet haben, welche noch vor ihrer Verfestigung unter Wasser allmählich eine moleculare Umlagerung erfuhr.

Ob man das Glimmer-Quarz-Cäment als ein Product der Ausbildung von aussen her importirter Substanzen erklären soll, oder ob man dasselbe von allerhand complicirten Zersetzungsprocessen innerhalb der klastischen Mineralien herzuleiten hat, das ist eine äusserst schwierig zu entscheidende Frage, bei deren Discussion die Anwendung grosser Vorsicht gerathen sein dürfte.

Die Gruppe der psammitischen Gesteine wird gewöhnlich in die beiden Abtheilungen der Sandsteine und der „Grauwacken" getrennt. Es ist dies jedoch eine Eintheilung, die einer streng wissenschaftlichen Grundlage entbehrt, da man im Allgemeinen nur hellfarbige, namentlich kieselige psammitische Gesteine mit dem Namen der Sandsteine, dunkelfarbige dagegen, bei denen die Quarzkörner nicht so augenscheinlich vorwalten, mit dem der „Grauwacken" belegt hat. Im Uebrigen jedoch wurde bei der Anwendung dieser beiden Namen mit grösster Willkür verfahren. In der That zeigt sich auch bei der mikroskopischen Untersuchung der psammitischen Gesteine, dass für eine Trennung derselben in Sandsteine und „Grauwacken" weder ihre klastischen noch ihre authigenen Elemente bestimmte Anhaltspunkte liefern, so dass man wohl am besten daran thun würde, mit v. DECHEN [2]) den Namen „Grauwacke" als petrographische Bezeichnung ganz aufzugeben, wenn er auch wohl als geologischer terminus fortleben wird.

Bei dem immerhin nicht sehr bedeutenden Materiale, welches der Verfasser verarbeitete, steht es wohl zu erwarten, dass sich ausser den oben beschriebenen Cämenttypen noch andere auffinden lassen werden, wie man ja auch — wenn schon nur von localer Bedeutung — verschiedene andere Mineralien, wie Baryt, Gyps, Bleiglanz, Cerussit etc. als Bindemittel von Sanden kennt.

Jedenfalls verdient es die Gruppe der Sandsteine sehr wohl, dass auch ihr sich die petrographische Forschung mit

---

[1]) Ueber den Puddingstein; N. Jahrbuch 1876. pag. 907 ff.

[2]) Correspondenzblatt der Verh. d. naturhist. Vereins der preuss. Rheinl. u. Westf. 1879. pag. 50.

Liebe zuwendet, wie dies durch die oben citirten Arbeiten von Sorby, Phillips, Bonney, Gümbel, Anger u. A. schon geschehen ist. Und auf die Fülle der interessanten Probleme, die mit dem Studium dieser Gesteinsgruppe verbunden sind, sowie auf die Reichhaltigkeit an verschiedenen Structurformen, welche sie erkennen lässt, einen erneuten Hinweis auszuüben, war der Hauptzweck des Verfassers beim Niederschreiben dieser Zeilen.

---

## 6. Das Alter der Bimsstein-Gesteine des Westerwaldes und der Lahngegend.

Von Herrn F. Sandberger in Würzburg.

Seitdem ich als Antwort auf eine Abhandlung v. Dechen's [1]) meine Bemerkungen über bimssteinführende Gesteine des Westerwaldes veröffentlicht habe [2]), sind zwei Abhandlungen von Angelbis erschienen [3]), in welchen die von ihm und v. Dechen aufgestellte Ansicht über das Alter des Bimssteinsandes auf dem Westerwalde und seine Herkunft aus diesem Gebirge selbst nochmals zu vertheidigen versucht wird. Da ich inzwischen auch weitere Thatsachen gesammelt habe, so bin ich auch in der Lage, nochmals auf diesen Gegenstand einzugehen und einen weiteren Beitrag zur Aufklärung desselben zu liefern.

Ich hatte seiner Zeit geltend gemacht, dass das Profil von Langendernbach die behauptete Ueberlagerung des Bimssteinsandes durch Basalt nicht beweise, sondern wahrscheinlicher eine Ablagerung von Bimsstein unter dem Schutze einer vorspringenden Basaltwand vorliege, was ich auch jetzt noch glaube. Angelbis bemerkt hierzu, dass, wenn die bei Langendernbach gemachte Beobachtung ganz vereinzelt daständе, eine derartige Deutung gewiss nicht ohne Weiteres von der Hand zu weisen wäre. Ich nehme gern Act von dieser Aeusserung, trotzdem gleich darauf folgt: „dagegen steht die von mir gegebene Interpretation und nur diese mit den sonst beobachteten Verhältnissen im besten Einklang", was ich auch ferner beanstanden muss. Angelbis fährt dann fort: „wenn Sandberger sagt, dass die Kuppen der Berge von Bimsstein frei sind, darf uns das bei der leichten Beweglichkeit des Materials durch Regen und Wind nicht wundern, so ist das gewiss richtig. Anders verhält es sich mit den Basaltplateaux; in deren zahlreichen Vertiefungen hätten doch gewiss kleinere Partieen Bimsstein liegen bleiben müssen." Da nicht ange-

---

1) Diese Zeitschrift Bd. XXXIII. pag. 442 ff.

2) Daselbst Bd. XXXIV. pag. 146 ff.

3) Jahrbuch d. kgl. pr. geolog. Landesanstalt 1881. pag. 393 ff. — Verhandl. d. naturhist. Vereins der preuss. Rheinlande und Westfalens 1882. pag. 308 ff.

geben ist, welche Plateaux speciell gemeint sind, so muss ich die Antwort hierauf einstweilen schuldig bleiben und kann nur bemerken, dass Bimssteinsand in solchen Vertiefungen sehr wohl vorhanden, aber durch moorige Vegetation oder Alluvial-Bildungen verdeckt sein kann, nachdem an so vielen Orten der Lahngegend, z. B. Marburg, Launspach, Gladbacher Höfe bei Villmar das ganz unvermuthete Vorkommen des Bimssteinsandes nur durch Zufall entdeckt worden ist. Es muss also die Entscheidung über diesen Punkt der Zukunft überlassen bleiben. Damit wäre das, was sich auf frühere Beobachtungen von Angelbis bezieht, erledigt und ich gehe nun zu seiner neuesten Mittheilung über.

Aus der Nähe des Dorfes Schöneberg bei Wallmerod bildet Angelbis ein Profil ab [1]), welches er für entscheidend hält und welches daher näher gewürdigt werden muss. Auf der westlichen Seite des Baches erscheint auf zersetztem Basalte aufliegende und von frischem überlagert das Braunkohlenflötz der Grube Eduard bei Härtlingen, nachdem es früher und auch zu der Zeit, wo ich es kennen lernte (1847), einen ganz horizontalen Verlauf gezeigt hatte, plötzlich geknickt und mit 45° nach O. einfallend. Angelbis fragt nun, „wo soll das Flötz bleiben, wenn es nicht unter dem auf der linken Bachseite anstehenden Basalte herzieht?“ Da auf Westerwälder Braunkohlenlagern Verwerfungen sehr häufig sind, so kann es sehr wohl ganz in die Tiefe gesunken sein und es liegt kein zwingender Grund zu der Annahme vor, dass es unter dem auf der westlichen Bachseite anstehenden Basalte herzieht. Sein weiteres Verhalten kann nur durch die Fortsetzung des Grubenbetriebes klargertellt werden und ich möchte daher darüber im Voraus keine Vermuthung äussern.

An den Basalt der westlichen Bachseite stösst nun das Trachytconglomerat (Tuff) mit einzelnen Bimssteinbröckchen, wie ich es früher beschrieben habe. [2]) Aus dem Profile von Angelbis ergiebt sich, dass der Basalt an dasselbe angelagert, also wahrscheinlich jünger ist, eine directe Ueberlagerung ist nicht constatirt. Da nun Angelbis ebensowenig, als früher ich, eine Durchsetzung des Trachytconglomerats durch Basalt finden konnte, wie sie Selbach angiebt, so wird sich an diesem Punkte das Verhältniss des Trachytconglomerats zu dem Basalte und der Braunkohle nicht mit voller Sicherheit bestimmen lassen. Es bleibt dann zur Altersbestimmung der letzteren nur noch die Angabe von Selbach übrig, dass sie nach den Grubenacten auf der Grube Franziska bei Guckheim

[1]) a. a. O. pag. 314.
[2]) Diese Zeitschrift Bd. XXXIV. pag. 149.

unter dem Trachytconglomerate liege, über welche sich ANGELBIS nicht geäussert hat, die aber jedenfalls geprüft werden muss. Ein hohes Interesse nimmt das Profil trotzdem deshalb in Anspruch, weil ANGELBIS unter dem Conglomerate im Dorfe Schöneberg Bimsteinsand gefunden hat, während bei Würges der Hauyn, Titanit, Sanidin, Hornblende, schwarzen Glimmer und Augit nebst angeschmolzenen Devonschiefern führende lose Bimsteinsand auf dem Conglomerate liegt. Es kommt nun Alles darauf an, zu wissen, wie die Grenze zwischen Conglomerat und Bimssteinsand zu Schöneberg beschaffen ist, ob das Conglomerat in letzteren übergeht und ob dieser Bimssteinsand mit dem sonst lose auftretenden in Structur[1]) und chemischer Zusammensetzung übereinstimmt. Ebenso wichtig wäre es zu erfahren, welche Mineralien den Schöneberger Bimssteinsand begleiten. Ueber diese wichtigen Punkte hat sich ANGELBIS nicht ausgesprochen.

Ich habe in meiner ersten Abhandlung die Gründe ausführlich auseinandergesetzt, welche mich bestimmen, die mir bekannten Bimssteinsande des Westeewaldes und der Lahngegend als Auswurfsmassen anzusehen, welche aus dem Laacher Gebiete herrühren und hierfür die denselben begleitenden Mineralien und Felsarten-Trümmer als entscheidend angesehen. Seitdem habe ich Bimssteinsande von zwei Orten bei Würges, von Dietkirchen und Niederbrechen bei Limburg an der Lahn, von Launspach bei Giessen und von Marburg untersucht und in allen, wie gewöhnlich, Sanidinsplitter, Semelin, Hornblende, wenig Augit und schwarzen Glimmer, dann Bröckchen von devonischem Schiefer und sericitschieferähnlichem Phyllit gefunden, an den vier ersten Orten auch blauen Hauyn, der noch in dem Materiale von Dietkirchen reichlich in Dodecaëdern, z. Th. mit Erhaltung frischer hochblauer Stellen vertreten ist; die spärlichen Mengen von Launspach und Marburg liessen ihn nicht entdecken. Ob er dort überhaupt nicht vorhanden war oder vollständig durch Zersetzung zerstört worden ist, die schon zu Dietkirchen in allen Stadien zu beobachten ist, muss ich Anderen zu ermitteln überlassen, welchen grösseres Material von den beiden letzten Orten zur Verfügung steht. Der sonstigen Uebereinstimmung der Proben thut das kaum Eintrag.

Es ist gewiss bemerkenswerth, dass GÜMBEL, welcher gleichzeitig mit mir und ohne Kunde von meiner Arbeit die

---

[1]) Das Conglomerat enthält wenig poröse, feinfaserige Bimssteinbröckchen, der bisher lose gefundene ist voll grösserer Hohlräume und zeigt eine abweichende Structur, welche GÜMBEL sehr treffend mit jener von Spongien aus der Abtheilung der Lithistiden vergleicht. Auch die Bimssteinbröckchen des Conglomerats vom Langenberge im Siebengebirge sind feinfaserig.

Bimssteinsande der Gegend von Ems untersucht hat, dieselben Mineralien und auch den Phyllit fand und gleichfalls die völlige Uebereinstimmung mit dem Bimssteinsande des Laacher Gebiets hervorhob [1]). Angelbis ist über diese Schwierigkeit, welche sich dem Versuche widersetzt, dem Westerwälder Bimssteinsande ein anderes Alter, als jenem des Laacher Gebiets zuzuschreiben, nicht hinausgekommen. Er „verhehlt sich durchaus nicht, dass er einstweilen auf die sehr naheliegende Frage nach einer genaueren Umgrenzung des Verbreitungsgebietes der Westerwälder und der Laacher Bimssteine keine irgend wie befriedigende Antwort geben kann“. Ich möchte vermuthen, dass das überhaupt nicht möglich wird, da der Sand von Engers am Rhein über den Westerwald und die Lahngegend weg bis nach Marburg die gleichen Mineralien führt.

Um so bemerkenswerther ist es, dass er zu zeigen versucht, dass unter den von mir als für den Ursprung aus dem Laacher Gebiete beweisend angeführten Mineralien sich kein einziges befinde, welches als für letzteres charakteristich gelten könne, vielmehr alle auch in anstehenden Westerwald-Gesteinen aufträten. Er verkennt dabei ganz, dass es nicht das einzelne Mineral ist, welches als charakteristisch gelten soll, sondern die Gruppe von Mineralien, welche in Deutschland in dieser Form nur in den Sanidiniten des Laacher Gebiets auftritt. Aber abgesehen hiervon ist seine Behauptung für den Hauyn unrichtig, es giebt keinen Westerwälder Phonolith mit hochblauem, durchsichtigem Hauyn, und wenn es einen gäbe, so würden aus ihm niemals ganze Dodecaëder ohne anhängenden Phonolith herausfallen, der mit ihm im Bimssteinsande nie gesehen worden ist. Der Titanit (Semelin) kommt in Westerwälder Gesteinen zweifellos vor, aber nicht in Menge, wie Angelbis angiebt, und nicht in körnigen Sanidingesteinen, sondern in trachytischen mit vorherrschendem Plagioklas (Andesiten), von denen hiernach gewiss Ueberreste in dem Bimssteinsande vorkommen müssten, aber ebenfalls fehlen.

Nach Angelbis müssten also zwei ganz verschiedene Gesteine in Menge zertrümmert werden, um Hauyn und Titanit zu liefern, von welchen keines in dem Bimssteinsande beobachtet ist. Es handelt sich also um eine durch keine Thatsache gestützte Annahme. Und woher rührt die Unmasse von Sanidinsplittern, welche aus keinem Westerwälder Gesteine in solcher Menge und Beschaffenheit hervorgehen kann? Man

[1]) Sitzungsber. d. k. b. Akad. d. Wissensch., math.-naturw. Cl. 1882. pag. 236. Beiläufig bemerkt, haben auch die Herren M. Bauer, E. Schmid und Zirkel mein Material gesehen und Keiner eine Bemerkung gemacht, welche Zweifel an der Abkunft der Trümmer aus dem Laacher Gebiete geäussert hätte.

geräth also, wenn man der Hypothese von ANGELBIS folgt, in immer grössere Schwierigkeiten, und das war der Grund, warum ich schon in meiner ersten Abhandlung hervorhob [1]), dass sich, wenn ja die stratigraphischen Verhältnisse ein weiteres Festhalten an der bisherigen Ansicht von dem pleistocänen Alter der Westerwälder Bimssteinsande unmöglich machen sollten, welches durch so viele Beobachtungen gestützt ist, doch die neuere auf weitere, in der Beschaffenheit des Materials selbst gelegene Schwierigkeiten stossen müsste.

Ich kann nicht ganz über einige Bemerkungen von ANGELBIS weggehen, welche die Lage und Verbreitung des Trachyt-Conglomerats auf dem Westerwalde betreffen. Zwischen Leuterod und Würgel behauptet er keinen flachen Hügel gesehen zu haben, welcher aus Conglomerat bestehe und doch habe ich ihn nach Ausweis meines Tagebuches am 4. October 1847 selbst gesehen und durch einen Steinbruch aufgeschlossen gefunden, Handstücke mitgenommen und die eingeschlossenen Felsarten notirt. Ich verstehe also nicht, wie ANGELBIS dort nur einen flachen Hügel von Andesit bemerkt haben kann. Auch bei Schöneberg sah er nur einen Hügel, während STIFFT, SELBACH, mein verstorbener Bruder und ich eine Gruppe von solchen gesehen und notirt haben.

Ich fasse nun meine Ansicht von der Sachlage in folgenden Sätzen zusammen:

1. Das Profil von Langendernbach bildet nach wie vor keinen Beweis für die Auflagerung von Basalt auf Bimssteinsand.
2. Die Entdeckung von Bimssteinsand unter dem Trachyt-Conglomerate von Schöneberg ist von grossem Interesse, erlangt aber erst dann Bedeutung, wenn die völlige Uebereinstimmung dieses Sandes in Structur und chemischer Zusammensetzung mit dem bisher bekannten hauynführenden nachgewiesen und sein Verhältniss zum Conglomerat genau festgestellt ist, da die bisher beobachteten Thatsachen auf entgegengesetzte Schlüsse führen, worunter die Auflagerung des hauynführenden Bimssteinsandes auf dem mit dem Schöneberger identischen Conglomerat von Würges und auf zahllosen Basalten und Andesiten in erster Linie zu nennen sind. Ein älterer Bimssteinsand von wirklich westerwäldischem Ursprung ist ja möglich und bereits durch die Bimssteine im Conglomerat angedeutet, diese führen aber keinen Hauyn.

[1]) Diese Zeitschrift Bd. XXXIV. pag. 147.

3. Dass das Trachyt-Conglomerat älter als der ihm angelagerte Basalt sei, ist wahrscheinlich, daraus folgt aber nicht, dass auch sämmtlicher Westerwälder Basalt älter als dasselbe ist, da sich in ihm bereits Bruchstücke von anderen Basaltvarietäten finden.
4. Das Verhältniss des Trachyt-Conglomerats zur Braunkohle wird durch das Profil von Schöneberg nicht aufgeklärt, da die Lagerung desselben hier nicht regelmässig ist und erfordert daher weitere Untersuchung.

# B. Briefliche Mittheilung.

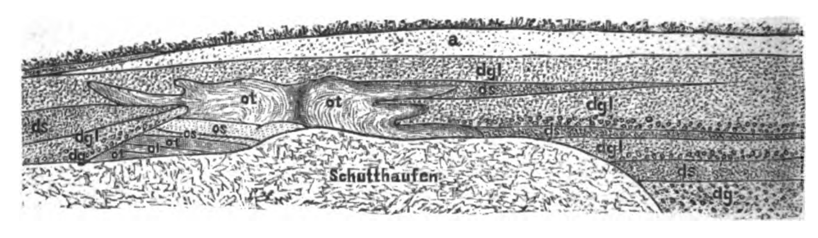
## Herr Th. Liebe an Herrn G. Berendt.

## Ueber diluviale Eisbedeckung in Mitteldeutschland.

Gera, den 27. October 1882.

Die beifolgende Skizze dürfte Ihnen nicht ganz uninteressant sein, obgleich Sie derartige Erscheinungen in Norddeutschland häufiger haben. Bei uns ist es der erste mir vollständig zweifellose Beweis für eine ehemalige Eisbedeckung. Es giebt ja bei uns auch verschiedene paläontologische und geologische Beweisstücke; allein diese haben nur durch ihr Zusammenwirken und durch die Analogieen beweisende Kraft: für sich allein hat keines diese Kraft.

In jüngster Zeit ist dicht bei Grossaaga, einem Dorfe eine Meile nördlich von Gera auf der Section Langenberg gelegen, durch einen Einsturz, den Sandgräber verursacht hatten, ein sehr bemerkenswerthes Profil aufgeschlossen worden. Die beistehende Skizze desselben zeigt die etwa 24 m lange und 6 m hohe, fast senkrecht abgebrochene Grubenwand.




a = Dammerde.
dgl = Diluv. Geschiebelehm.
ds = Diluv. Sand.
dg = Diluv. Geschiebelager.
ot = Oligocäner Thon.
os = Oligocäner Sand.
ol Oligocäner Letten.

Zwischen diluvialen Schichten, die rechts vollkommen söhlig und links auf geneigter Unterlage schräg aufgelagert, aber vollkommen ungestört sind, erhebt sich eine Partie des oberen Oligocän mit seitlich zusammengeschobenen und theilweis verquetschten Schichten. Diese tertiären Lagen, welche die Schichtung allenthalben auf das Deutlichste erkennen lassen, bestehen aus graulich - weissen bis gelblich - weissen Thonen, aus feinen, fest zusammengepressten, hie und da etwas thonigen Quarzsanden, aus röthlichen Letten — genau wie die entsprechenden oberoligocänen Schichten in der nächsten Nachbarschaft. Die diluvialen Massen bestehen unten aus einem Geschiebelager, welches Quarz- und nordische Geschiebe, daneben auch noch oligocäne und Buntsandsteinbrocken zusammensetzen — weiter oben aus bräunlichen Sanden gemischter Zusammensetzung und aus braungelbem Lehm mit einzelnen nordischen Geschieben, die nach oben immer spärlicher werden. Es ist dies demgemäss das älteste ostthüringische Diluvium.

Man kann diese auffällige Erscheinung sich so erklären: In der Zeit der ersten diluvialen Vergletscherung (für die zweite giebt Ostthüringen durchaus keinen Anhalt ausser in einigen paläontologischen Erscheinungen) lagerten hier mächtige Eismassen, durch die sich eine breite Spalte zog. Durch den einseitig wirkenden Druck quoll in der Spalte der bei aller Festigkeit plastisch nachgiebige Thon des oberen Oligocäns (zusammen mit den Geröllen des obersten Oligocäns, die dabei hinweggeführt wurden) aufwärts; das einseitige Nachrücken des Eises schob die aufgepressten Massen zusammen, wobei das Eis auf der anderen Seite den Gegendruck leistete. Beim Rückzug des Eises schmolz das Eis durch die Einwirkung der zufliessenden Tagwasser und der Erdwärme unten allmählich ab, und setzten sich die so entstandenen, mit Wasser theilweis gefüllten und von Wasser durchströmten Hohlräume mit Geröllen, Sand und Lehm aus.

Gletscherkritze habe ich an keinem der nordischen Feuerstein-, Hornstein-, Porphyrgeschiebe finden können, so reichlich auch diese Geschiebe vorhanden sind. Gleichwohl aber finde ich keine bessere Erklärung des Profiles. Die Weichheit und leichte Zerstörbarkeit des oligocänen Materials einerseits und die Ungestörtheit des Diluviums andererseits liessen mich keine andere Erklärung finden. Es durfte demnach unter den wenigen Oertlichkeiten und Vorkommen, die mir hier in Ostthüringen gestatteten, sie auf ihre Beziehung zu einer diluvialen Eisbedeckung zu studiren, das Profil von Grossaaga das am wenigsten zweifelhafte Beweismaterial liefern.

---

# C. Verhandlungen der Gesellschaft.

## 1. Protokoll der November-Sitzung.

Verhandelt Berlin, den 1. November 1882.

Vorsitzender: Herr BEYRICH.

Das Protokoll der August-Sitzung wurde vorgelesen und genehmigt.

Der Gesellschaft sind als Mitglieder beigetreten:

Herr Dr. LANGSDORFF, Bauinspector in Clausthal, vorgeschlagen durch die Herren HAUCHECORNE, BEYRICH und LINDIG;

Herr stud. ERNST KOKEN aus Holzminden, z. Z. in Berlin, vorgeschlagen durch die Herren OTTMER, STEINACKER und DAMES.

Der Vorsitzende legte die für die Bibliothek der Gesellschaft eingegangenen Bücher und Karten vor.

Der Vorsitzende berichtete über den Verlauf der allgemeinen Versammlung in Meiningen und über die in Verbindung mit der Besprechung über die Anfertigung der allgemeinen geologischen Karte von Europa abgehaltenen Versammlung der französischen geologischen Gesellschaft in Foix.

Herr HAUCHECORNE berichtete ausführlicher über den Verlauf der Geologen-Versammlung in Foix und die Fortschritte bei der Anfertigung der europäischen geologischen Karte. (Ein detaillirter Bericht wird als Anlage zum 1. Heft des Jahrganges 1883 erscheinen und den Mitgliedern zugehen.)

Herr WEBSKY zeigte ein Exemplar eines grossen Orthoklas-Krystalles aus den Drusenräumen von Gräben bei Striegau — ein an das mineralogische Museum gelangtes Geschenk des Herrn ZIMMERMANN —, auf welchem zunächst einige Scheiben Aphrosiderit und auf diesem einige lederbraune Krystalle von

der Form des Zirkons sitzen. — Es wurde darauf aufmerksam gemacht, dass, wenn man auch in erster Linie bei denselben an Zirkon oder Malakon zu denken haben wird, doch wegen der eigenthümlich rissigen Oberfläche der Krystalle auf ein der Verwitterung oder Veränderung zugänglicheres Mineral zu schliessen sein dürfte, also etwa auf Alvit, aus welchem der rothe Orangit in Arendal hervorgeht. — Bisher ist das äusserst sparsam vorkommende Zirkon-ähnliche Mineral als Einschluss von Silicaten — Aphrosiderit, Striegovit — in Striegau gefunden worden, und zwar mit einer graugrünen Farbe, die stellenweise gelblich wird. Nur einmal ist ein dunkelbrauner glänzender Krystall von Zirkon-Form eingeschlossen in Feldspath an's Museum gelangt.

Herr Kayser legte ein Exemplar einer riesigen *Rhynchonella* aus dem Taunus-Quarzit von Stromberg im Hunsrück vor, die mit *Rhynchonella Pengelliana* Dav. aus dem Unterdevon von Looe in Cornwall übereinstimmt. Da diese Art bei Looe, ganz wie im Taunus-Quarzit, in Gesellschaft von *Spirifer primaevus* und *Leptaena laticosta* auftritt, so wird es wahrscheinlich, dass die Schichten von Looe dasselbe oder ein analoges Niveau einnehmen, wie der rheinische Taunus-Quarzit.

Herr Branco legte eine *Graphularia* aus dem Mainzer Tertiär-Becken vor und sprach darauf über tertiäre Belemniten.

Herr Arzruni sprach über eine von Herrn Korn ausgeführte krystallographische und chemische Untersuchung des Vesuvians von Kedabék in Kaukasien (Ausführliches in Groth's Zeitschr. für Krystallographie VII.).

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.
Beyrich. Hauchecorne. Arzruni.

---

## 2. Protokoll der December-Sitzung.

Verhandelt Berlin, den 6. December 1882.

Vorsitzender: Herr Beyrich.

Das Protokoll der November-Sitzung wurde vorgelesen und genehmigt.

Der Vorsitzende legte die für die Bibliothek der Gesellschaft eingegangenen Bücher und Karten vor.

Herr DAMES legte Skelettheile der Gattung *Lestodon* GERVAIS vor, welche Herr Geh. Rath VIRCHOW der palaeontologischen Sammlung zum Geschenk gemacht hatte. Dieselben stammen aus Uruguay und bestehen aus einem Oberkieferfragment, einer Unterkieferhälfte, je einem Brust-, Lenden- und Schwanzwirbel, einem Femur, einem Beckentheil mit dem Acetabulum und einer Patella. Zusammen mit ihnen fanden sich eine Scapula, ein Femur und ein Rippenfragment von *Toxodon*. — Die Gattung *Lestodon* wurde durch GERVAIS von *Mylodon* daraufhin abgezweigt, dass im Ober- und im Unterkiefer der vorderste Zahn durch ein weites Diastema von den übrigen getrennt ist und eine mehr Caninenähnliche Form annimmt. Die ersten Reste wurden von GERVAIS im CASTELNAU'schen Reisewerke als *Lestodon armatus* beschrieben, und weitere, später gefundene im 9. Bande der Mémoires de la société géologique de France (1871 — 1873) unter derselben Artbezeichnung aufgeführt. Im Jahre 1875 veröffentlichte dann J. REINHARDT eine Abhandlung über denselben Gegenstand [1]), welche wichtige Ergänzungen zur Kenntniss einzelner Skelettheile enthält, und zuletzt wurden die in Pariser Sammlungen befindlichen Stücke von GERVAIS [2]) und AMEGHINO auf 8 Arten vertheilt, welche allerdings noch einer genaueren Beschreibung und Begründung harren. Das sind diejenigen Abhandlungen, welche das Wesentlichste über *Lestodon* enthalten, und es ist noch hinzuzufügen, dass BURMEISTER wiederholt und bis in die neueste Zeit hinein die Zulässigkeit der Aufstellung einer besonderen Gattung für *Lestodon* bestreitet und die von anderen Autoren ihr zugerechneten Arten mit *Mylodon* verbindet. — Die vorgelegten Reste können nicht zu der von GERVAIS zuerst beschriebenen typischen Art: *Lestodon armatus* gestellt werden; denn einmal entspringt der Fortsatz des Oberkiefers über dem zweiten der vier hinteren Zähne, während er bei *Lestodon armatus* über dem dritten derselben steht; im Unterkiefer ist der erste caninenförmige Zahn mit einer auf der Innenseite befindlichen Längsrinne versehen, die von *Lestodon armatus* nicht angegeben wird, und endlich ist die Patella relativ viel länger und dabei viel schmäler, auch ihr unterer, zapfenförmiger Fortsatz schmächtiger. — Dagegen stimmt namentlich der Unterkiefer mit dem von REINHARDT (l. c. t. I. f. 1) abgebildeten sowohl in den Dimensionen als auch in dem Vorhandensein einer Längsrinne am caniniformen Zahn so durchaus überein, dass man beide einer Art zuzählen muss. REIN-

---

[1]) Bidrag till Kundskab om Kjaempedovendyret *Lestodon armatus*. Vidensk. Selsk. 5. Räkke, naturvid. og math. Afd. 11. Bd. I.

[2]) Les Mammifères fossiles de l'Amérique du Sud. Paris, Buenos Aires 1880.

HARDT identificirte die von KRÖYER gesammelten und von ihm beschriebenen Stücke mit *Lestodon armatus* irrthümlich, wie aus dem eben Gesagten hervorgeht, und man muss sich also für jene und für die hier vorgelegten, zu einer Art gehörigen Reste nach einem anderen Artnamen umsehen. KRÖYER hatte, wie REINHARDT berichtet, die von ihm gesammelten Stücke als *Platygnathus platensis* bezeichnet, und diesen Namen wird man jetzt beizubehalten haben. Die hier besprochenen Stücke, ebenso wie die von REINHARDT dargestellten sind daher *Lestodon platensis* KRÖYER sp. zu benennen. Von den 8 Arten, welche AMEGHINO und GERVAIS aufzählen, kann nur eine — und zwar die zuletzt als *Lestodon* sp.? (inédite) angeführte als eventuell zu *Lestodon platensis* gehörig in Betracht kommen; denn *Lestodon armatus*, *trigonidens* und *Bocagei* sind schon durch ihre dem *Megatherium americanum* gleichen, oder ähnlichen Dimensionen ausgeschlossen. *Lestodon Bravardii* und *Gaudryi* derselben Autoren stimmen wohl in der etwa *Mylodon robustus* gleichkommenden Grösse mit unserem *Lestodon platensis* überein, haben aber nach den kurzen Bemerkungen in dem citirten Werk zu schliessen, eine andere Bezahnung, welche sich eng an die von *Lestodon armatus* anschliesst. *Lestodon Blainvillei* hat einen Zahn mehr, als alle anderen Arten, *Lestodon giganteus* ist seinem Schädel nach noch unbekannt, jedoch auch schon durch seine Dimensionen wohl unterschieden. Aber gerade jene letzte, unbenannte Art hat eine Längsrinne auf dem caniniformen Zahn und käme dadurch bei einem Vergleich zunächst in Betracht. Da man aber nur auf zwei Zähne hin und mit allem Vorbehalt hier eine neue zu *Lestodon* gehörige Art vermuthet, so müssen für den Endscheid weitere Funde abgewartet werden.

Herr WEISS legte einige Erwerbungen an Mineralien vor, welche die Sammlung der Bergakademie neuerlich gemacht hat, darunter: Amalgam von Grube Friedrichssegen, grau, dendritisch wie Silber, wofür es auch von den Sammlern gehalten wurde, ein Geschenk des Herrn Dir. HEBERLE in Ems an Herrn PUFAHL, der es als Amalgam erkannte, analysirte und im Mittel von 3 Analysen 43,27 Hg, 56,70 Ag, Spur Cu, daher nahe $Ag^{12} Hg^{5}$ fand (spec. Gew. 12,703 bei 17° C., mit Weissbleierz). — Ferner wurde von Herrn MENDE in Lomnitz in Schlesien eingesandt: Molybdänglanz von Ober-Lomnitz (in Granit), Andalusit in Glimmerschiefer von Wolfshau bei Krummhübel, eine Reihe Feldspäthe z. Th. mit den durch KLOCKMANN bekannt gewordenen Zwillingsverwachsungen aus den Ganggraniten von Hirschberg, auch Oligoklas in rings ausgebildeten Krystallen aus Ganggranit von Cunnersdorf bei Hirschberg.

Derselbe legte hierauf aus dem hangenden (zweiten) Flötzzug von Waldenburg (Saarbrücker Schichten), nämlich aus dem Hangenden des 4. Flötzes (von unten) auf Carl-Georg-Victor-Grube bei Neu-Lässig eine *Sigillaria* vor, welche SCHÜTZE in seiner neuesten Beschreibung des niederschlesischen Steinkohlenbeckens (Abhandl. zur geol. Specialk. von Preussen Bd. III. Heft 4) als *Sigillaria Eugeni* STUR bezeichnet, die aber nach STUR in Waldenburger (Ostrauer) Schichten in Oberschlesien und Mähren auftritt. Die Vergleichung hat das Exemplar als *Sigillaria minima* BRONGN. ergeben, deren nahe Verwandtschaft mit *Sigillaria Eugeni*, *elegans* und *hexagona* weiter besprochen wurde. Das Stück erhielt der Vortragende durch Herrn WALTER in Hermsdorf.

Von demselben rühren auch vorgelegte Abdrücke her von Segen-Gottes-Grube bei Altwasser bei Waldenburg, also aus Waldenburger Schichten, entsprechend dem, was STUR *Calymmotheca Haueri* nennt und als Indusien von Farnen, nämlich von *Sphenopteris*, ansieht. Mit dessen Abbildung (Mährischer Dachschiefer t. I. f. 2) stimmen die Waldenburger so sehr überein, dass ihre Abtrennung unzulässig erscheint, obschon sie in einer höheren Stufe bei Waldenburg gefunden wurde als in Mähren. Auch diese Abbildungen wurden näher besprochen.

Herr KAYSER legte eine Anzahl paläozoischer Versteinerungen von Spitzbergen vor, die ihm von Herrn LINDSTRÖM zur Beurtheilung zugeschickt waren. Dieselben stammten theils aus dem Museum von Tromsö, theils wurden sie von Herrn NATHORST auf der letzten schwedischen Expedition nach Spitzbergen (im Sommer 1882) gesammelt. Sie entstammen der dortigen Lief de bay-Bildung, welche, da sie den Kohlenkalk und auch die von HEER zum Culm gestellte sog. Ursastufe unterlagert, wahrscheinlich von devonischem Alter ist. Ausser Estherien und schlecht erhaltenen Fischresten sind in der genannten Bildung bisher nur Lamellibranchiaten gefunden worden, unter welchen namentlich eine sehr dickrippige Aviculacee häufig ist. Der Vortragende wagte nicht, auf Grund dieser ihm allein vorliegenden, ziemlich schlecht erhaltenen Zweischaler eine bestimmtere Meinung über das Alter der betreffenden Schichten zu äussern.

Derselbe Redner sprach sodann über gewisse in den Goniatitenschiefern von Büdesheim in der Eifel und anderweitig vorkommende *Aptychus*-ähnliche, meist zweitheilige, ursprünglich offenbar hornige Reste. H. WOODWARD hat unlängst im Geological Magazine diese Büdesheimer, sowie andere ähnliche Formen unter den Namen *Aptychopsis*, *Cardiopsis* etc. als Phyl-

lopodenschilder beschrieben. Der Vortragende hob hervor, dass diese bei uns schon lange bekannten Reste bisher von den deutschen Geologen nach Vorgang des Grafen KEYSERLING, der sie 1846 aus den Domanikschiefern des Petschoralandes beschrieben, stets als Goniatiten-Operkel betrachtet worden seien, und dass nach seiner Ansicht auch kein zwingender Grund vorliege, jene Auffassung aufzugeben. Für die KEYSERLING'sche Ansicht sprechen: 1. das sich so oft wiederholende Zusammenvorkommen der fraglichen Körper mit Goniatiten (in den oberdevonischen Goniatitenschiefern von Büdesheim in der Eifel, von Altenau im Harz, von Bicken und Oberscheld (?) im Nassauischen und im Petschoraland); 2. die flache Gestalt der in Rede stehenden Formen, die, obwohl sie bei Bicken 40 mm Länge und 50 mm Breite erreichen, dennoch nicht die geringste Wölbung zeigen — ein Umstand, welcher mit ihrer Auffassung als Crustaceen-Panzer schwer zu vereinigen sei; 3. das Vorkommen eines solchen Körpers in der Wohnkammer eines vom Redner vorgelegten Bickener Exemplares von *Goniatites intumescens*. Bei seiner bedeutenden Grösse hätte der in seiner Form genau dem Querschnitt der Wohnkammer entsprechende Körper schwerlich in diese letztere gelangen können, wenn er sich nicht schon ursprünglich als Deckelorgan in derselben befunden hätte. Die dünne, hornige Beschaffenheit der fraglichen Reste bildet kein Argument gegen die KEYSERLING'sche Ansicht, da man auch bei den Ammoniten hornige Aptychen kennt.

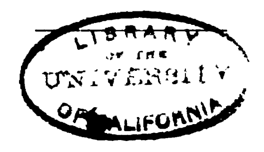
Herr KLOCKMANN sprach über die gesetzmässige Lage des Steilufers einiger Flussthäler im norddeutschen Flachlande und stellte dieselbe, unter Bezugnahme auf einen Satz der Mechanik, als abhängig von der jedesmaligen Richtung des Wasserstroms und dem Streichen des durchbrochenen Höhenzuges hin. Als solche Durchbruchs- resp. Erosionsthäler mit deutlich einseitiger Steiluferausbildung seien namentlich die nördlichen Stromabbiegungen der Elbe zwischen Magdeburg und Havelberg, der Oder von der Einmündung der Neisse bis zur Ausmündung in die Ostsee und der Weichsel von Fordow bis Danzig bemerkenswerth. Ausgehend von der durch Herrn BERENDT's Untersuchungen sehr wahrscheinlich gemachten Annahme, dass diese Thäler in der Richtung von N. nach S. strömenden Gletscherbächen ihre Entstehung verdanken und mit Rücksicht auf das herrschende Streichen der durchbrochenen Höhenzüge, sei es alsdann geradezu eine Consequenz des aufgestellten Princips, wenn bei der Elbe und Oder das steilere Ufer vorzugsweise auf der linken, bei der Weichsel vorzugsweise auf der rechten Seite gefunden werde. Dass

local ein Umsetzen des steileren Ufers von der einen nach der anderen Seite zu beobachten sei, lasse sich auf locale Ursachen zurückführen. — Eine weitere Ausführung seines Vortrags giebt Redner im Jahrbuch der königl. preuss. Landesanstalt für 1882.

Herr ARZRUNI berichtete über seine Beobachtungen an Nephrit und Jadeit.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

| v. | w. | o. |
|---|---|---|
| BEYRICH. | DAMES. | ARZRUNI. |



Für die Bibliothek sind im Jahre 1882 im Austausch und als Geschenke eingegangen:

## A. Zeitschriften.

Augsburg. 26. Bericht des naturhistorischen Vereins.
Bamberg. 12. Bericht über das Wirken des naturforschenden Vereins.
Berlin. Jahrbuch der königl. geologischen Landesanstalt für 1881. — Abhandlungen Bd. 3, Heft 4.
Berlin. Zeitschrift für das Berg-, Hütten- und Salinenwesen. Bd. 30.
Berlin. Verhandlungen des botanischen Vereins der Provinz Brandenburg. Jahrg. 21, 22, 23 (1879—1881).
Berlin. Mittheilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Neuvorpommern und Rügen. Jahrg. 13.
Bern. Mittheilungen d. naturforschenden Gesellschaft. No. 1018 bis 1029.
Bonn. Verhandlungen des naturhistorischen Vereins d. Rheinlande u. Westfalens. Bd. 38, [illegible] Hälfte.
Bremen. Abhandlungen des naturw. Vereins Bd. 7, Heft 3.
Breslau. Jahresbericht des schlesischen Vereins für vaterländische Cultur für 1881.
Brünn. Bericht des naturhistorischen Vereins 19 (1880).
Calcutta. *Geological survey of India. Memoirs XVIII.*, 1—3. — *Records XIV.*, 2—4. — *Paläontologia indica, Ser. XIII.*, 1; *XIV.*, *Vol.* 1, 3, *I. Ser. II.*, *XI.*, *XII.*, *Vol. III.*, 3.
Chur. 25. Jahresbericht der naturf. Gesellschaft Graubündens.
Danzig. Schriften der naturforsch. Gesellschaft (N. F.) V., 3.
Darmstadt. Notizblatt des Vereins für Erdkunde. 4. Folge, Heft 2, No. 13, 14.
Dorpat. Archiv für die Naturkunde Liv-, Ehst- und Kurlands Serie II., Bd. 9, Lief. 3. 4. — Sitzungsberichte Bd. 6, Heft 1.
Dresden. Isis, Sitzungsberichte 1882, Januar—December.
Dublin. *Proceedings of the Royal Irish Academy. Science Serie II., Vol. III., No.* 7. 8. — *Transactions. Polite Literature Serie II., Vol. II., No.* 3. — *Science, Vol. XXVIII., No.* 6—10.
Emden. Jahresbericht der naturforschenden Gesellschaft für 1880—1881.
Frankfurt. Abhandlungen d. Senkenbergischen naturforschenden Gesellschaft, Bd. 12, Heft 3. 4. — Berichte für 1880/81.
Frauenfeld. Mittheilungen der thurgauischen naturforschenden Gesellschaft, Heft 4, 5.

Freiburg. Berichte d. naturforsch. Gesellschaft, Bd. VIII., Heft 1.
Genf. *Mémoires de la société de physique et d'histoire naturelle. Vol. XXVII.*, 2.
Giessen. 21. Bericht der oberhessischen Gesellschaft für Natur- und Heilkunde.
Glasgow. *Transactions of the geological society, Vol. VI., part.* 2.
Görlitz. Neues Lausitzisches Magazin, Bd. 58, Heft 1.
Gotha. Mittheilungen aus Justus Perthes' geographischer Anstalt 1882, 1. 2. 4—12. — Ergänzungs-Hefte 67—70.
Haarlem. *Natuurkundige Verhandlingen, Deel IV., Stück* 2.
Halle. Zeitschrift für die gesammten Naturwissenschaften, Jahrg. 1881, 3. Folge, Bd. 6 (54).
Hamburg. Verein für naturwissenschaftl. Unterhaltung, Verhandlungen Bd. 3.
Hannover. Zeitschrift des Architecten- und Ingenieur-Vereins, 27, 4 und 28, 1—4.
Hermannstadt. Verhandlungen und Abhandlungen des Siebenbürgischen Vereins für Naturwissenschaften, Jahrg. 32.
Königsberg. Schriften der physikalisch-ökonomischen Gesellschaft, Jahrg. 21, 2; 22, 1. 2.
Klagenfurt. Jahrbuch des naturhistorischen Landesmuseums in Kärnten, Heft 15.
La Haye. *Archives Néerlandaises, XVI.*, 3—5.; *XVII.*, 1. 2.
Lausanne. *Bulletin de la société vaudoise des sciences naturelles, Vol.* 87.
Leipzig. Mittheilungen des Vereins für Erdkunde 1881.
Liège. *Annales de la société géologique, Tome VIII.*
London. *Quarterly Journal of the geological society. Vol. XXVIII., Part* 2. 3.
Magdeburg. 9—12. Jahresbericht des naturwissenschaftlichen Vereins.
Manchester. *Transactions of the geological society. Vol. XV.*, 11; *XVI.*, 11—19; *XVII.*, 1. 2.
Milano. *Atti della società italiana di scienze naturali, Vol.* 23, 3. 4.
Moskau. *Bulletin de la société impériale des naturalistes* 1881, 3. 4; 1882, 1.
München. Sitzungsberichte der königl. bayerischen Akademie der Wissenschaften. 1882, Heft 2—4.
Neubrandenburg. Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg, Jahrg. 35 (1881).
New Haven. *American Journal of science and arts. No.* 133 bis 137.
New York. *American museum of natural history. Bulletin Vol. I.*, No. 1—3.
Paris. *Bulletin de la société géologique de France, VIII.*, 6.; *IX.*, 1. 2.

Paris. *Bulletin de la société de l'industrie minérale, X.*, 3. 4; *XI.*, 3.
Paris. *Annales des mines,* 1881, 6; 1882, 1.
Pesth. Mittheilungen der ungarischen geolog. Landesanstalt, 1881, 9—12; 1882. 1—6.
Philadelphia. *Proceedings of the Academy of natural sciences,* 1881, 1—3.
Philadelphia. *Proceedings of the American philosophical society.* No. 109. — *Transactions, Vol.* 15, *part.* 3.
Regensburg. Correspondenzblatt des zoologisch-mineralogischen Vereins, Jahrg. 34. 35.
Rom. *Comitato geologico d'Italia. Bollettino* 1881, 11. 12. 1882, 1—8.
Rom. *Atti della R. Accademia dei Lincei. Transunti Vol. VI., Fasc.* 6—14.
St. Gallen. Bericht über die Thätigkeit der naturwissensch. Gesellschaft für 1880/81.
St. Petersburg. *Bulletin de l'académie impériale des sciences,* 28, 1. 2. — *Mémoires* 29, 1—4; 30, 1. 2. 3. 5.
Stockholm. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, VI.*, 2—5.
Stuttgart. Jahreshefte des Vereins für vaterländische Naturkunde, Jahrgang 38.
Washington. *Bulletin of the U. S. geological and geographical survey of the territories VI.*, 3.
Wien. Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt. 1880, 4—13. — Jahrbuch, 32, 1—3. — Abhandlungen, XII., 3; VII., 6; X.
Wien. Mittheilungen der k. k. geographischen Gesellschaft, Neue Folge, Bd. 14.
Wien. Sitzungsberichte d. k. k. Akademie d. Wissenschaften. I. Abtheilung, 83, 5; 84, 1—5. — II. Abtheilung, 83, 5; 84, 1—5; 85, 1. 2.
Zürich. Neue Denkschriften der Allgemeinen Schweizerischen Gesellschaft für die gesammten Naturwissenschaften, Bd. 28, Abth. 2.

## B. Abhandlungen und Bücher.

Ammon, Ein Beitrag zur Kenntniss der fossilen Asseln. 8°. München 1882.
Abich, H., Geolog. Beobachtungen in den kaukasischen Ländern, Theil II., 1. Hälfte, 4°, mit Atlas in Fol. 1882.
Bargatzky, Die Stromatoporen des rheinischen Devons. 8°. Bonn 1881.
Burmeister, *Atlas de la descr. phys. de la rép. Argentine. 2e section, Livr.* 1.

Bölsche, Geognostisch-paläontologische Beiträge zur Kenntniss der Juraformation in der Umgegend von Osnabrück. 4°. Osnabrück 1882.

Brauns, *Geology of the environs of Tokio.* 8°. *Tokio* 1881.

Bruder, Neue Beiträge zur Kenntniss der Juraablagerungen im nordwestlichen Böhmen.

v. d. Brock, *Exposé sommaire des observations et découvertes dans les dépots marins du Limbourg.* 8°. *Bruxelles* 1882.

— *Observations géologiques faites à Anvers.* 8°. *Bruxelles* 1882.

— *Diestien, Caslerlien et Scaldisien.* 8°. *Bruxelles* 1882.

— *Note sur les levés géologiques de MM.* van Ertboen *et* Cogels. 8°. *Bruxelles* 1882.

Boehm, Ueber Beziehungen von Pachyrisma etc.

Carington Bolton, *Chemical literature.* 8°. *Salem* 1882.

Charpy et Tribolet, *Le terrain moyen et supér. à Cuiseaux.*

Coleman, *The melaphyres of Lower Silesia.*

Cossa e Abzruni, *Sulla tormalina cromica e sui depositi di ferro cromato.*

Dewalque, *Sur l'origine corallienne des calcaires dévoniens de la Belgique.* 8°. *Bruxelles* 1882.

— Sieben Abdrücke diverser Abhandlungen.

Dante Pantanelli, *Note microlitologiche sopra i calcari.* 4°. *Roma* 1882.

Dollo, *Note sur l'ostéologie des mosasauridae.* 8°. 1882.

Dupont, *Sur l'origine des calcaires dévoniens de la Belgique.*

Favre, *Revue de géologie Suisse XII.*

Frenzel, C., Ueber die Abhängigkeit der mineralogischen Zusammensetzung und Structur der Massengesteine vom geologischen Alter. 8°. Halle 1882.

Gümbel, C. W., Geologische Fragmente aus der Umgegend von Ems. 8°. München 1882.

— — Beiträge zur Geologie der Goldküste in Afrika.

Gosselet, Sieben Separatabdrücke verschiedener Abhandlungen.

Genth, *Contributions to mineralogy.*

Helmersen, Wanderblöcke, Lief. 2.

— Beobachtungen im Olonezer Bergrevier. 8°. St. Petersburg 1882.

Hinde, *Notes on fossil calcispongiae.*

— *On annelid remains.* 8°. *Stockholm* 1882.

Kayser, E., Beiträge zur Paläontologie von China, 3. Abth. 4°. Berlin 1882.

Koch, G. A., Erdwärme und Tunnelbau im Hochgebirge. 8°. Wien 1882.

Koninck, *Sur quelques céphalopodes nouveaux du calcaire carbonifère de l'Irlande.* 8°. *Liège* 1882.

— *Notice sur la famille des Bellerophantidae.* 8°. *Liège* 1882.

Kosmann, Notizen über das Vorkommen oberschlesischer Mineralien.
Laube, Ueber die Spuren des Menschen aus der Quartärzeit in der Umgebung von Prag.
Lehmann, R., Ueber systematische Förderung wissenschaftlicher Landeskunde von Deutschland. 8°. Berlin 1882.
Leppla, Der Remigiusberg bei Cusel. 8°. Stuttgart 1882.
Lepsius, G. R., *Halitherium Schinzi.* 4°. Darmstadt 1882.
Loretz, H., Ueber Transversalschieferung im thüringischen Schiefergebirge.
— — Beiträge zur geologischen Kenntniss der cambrisch-phyllitischen Schiefereihe in Thüringen.
Marsh, O. C., *The wings of Pterodactyles.* 8°. 1882.
Mercey, N. de, *Sur la théorie du quarternaire ancien.* 8°. *Meulan* 1881.
— — *Quelque mots sur le quarternaire ancien du Nord de la France.*
— — *Remarques sur les systèmes de la Basse-Somme.* 8°. *Meulan* 1881.
— — *Le quaternaire du Nord.* 8°. *Lille* 1882.
Mourlon, M., *Mémoires sur les terrains crétacés et tertiaires preparés par feu André Dumont.* 4 *vls.* 8°. *Bruxelles* 1878—1882.
Neef, M., Ueber seltenere krystallinische Diluvialgeschiebe der Mark. 8°. Berlin 1882.
Nehring, A., Ueber die letzten Ausgrabungen bei Thiede.
Penck, A., Schwankungen des Meeresspiegels. 8°. München 1882.
Pfaff, Einiges über Kalksteine und Dolomite.
Posada, B., *Origen de la region aurifera du Tacuarembo.* 8°. *Montevideo* 1882.
Rath, G. vom, Ueber eine massenhafte Exhallation von Schwefelwasserstoff in der Bucht von Mesolungi. 8°. Berlin 1882.
— — Vorträge und Mittheilungen.
Renard, *Les roches grenatifères ot amphiboliques de la région de Bastogne.* 8°. 1882.
— *Description lithologique des récifs de St. Paul.* 8°. *Bruxelles* 1882.
Riemann, Ueber die Grünsteine des Kreises Wetzlar. 8°. Bonn 1882.
Schirlitz, Isländische Gesteine. 8°. Wien 1881.
Spezia, *Sul berillo di Craveggia.* 8°. *Torino* 1882.
— *Cenni geogn. e miner. sul gneiss di Beura.* 8°. *Torino* 1882.
Steinmann, G., Geolog. Führer der Umgegend von Metz. 8°. Metz 1882.
— — Pharetronen-Studien. 8°. Stuttgart 1882.

**Trautschold**, H., Ueber den muthmaasslichen Geschlechtsapparat von *Poteriocrinus multiplex*. 8°. Moskau 1882.
**Tribolet**, M. **de**, *Cours de minéralogie générale et appliquée*. 8°. *Neuchatel* 1882.
— — *L'éboulement d'Elm.*
**Tullberg**, S. A., *On the graptolites described by* Hisinger. 8°. *Stockholm* 1882.
— — *Skånes graptoliter I.* 4°. *Stockholm* 1882.
— — *Forelopande redogörelse för geologiska resor på Öland.*
Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, Lief. 23.
*Geological survey of New Yersey. Annual report of the State geologist for* 1881.
*Étude géologique de la région aurifère de Tacuarembo.* 4°. *Paris* 1878.
*A manual of the geoloyy of India, Part.* 3. *Economic geology by* V. Ball.
*Geology of Wisconsin. Survey of* 1873—1879, *Vol.* 3. 8°. 1880.
*Smithsonian report* 1880. 8°. *Washington* 1881.
*Den Norske Nordhavs Expedition* 1876—1878, *IV. V. VI. VII.* 4°. *Christiania* 1882.
*Compte rendu des séances de la commission internationale de nomenclature géologique.*

## C. Karten.

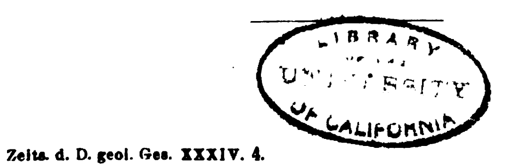
Geologische Specialkarte von Preussen, Lief. 19 u. 20, nebst Erläuterungen.
Geologische Specialkarte von Ungarn. C., 7—10; D., 7. 10. 11; E., 7. 8. 10. 12; F., 9—12; G., 7 = 16 Blatt.
Geologische Karte des Graner Braunkohlengebietes.
Geologische Karte der Schweiz, Blatt 23, A. B.
*Finlands geologiska undersökning, No.* 5.
Geologische Spezialkarte des Königreichs Sachsen, Sectionen Leipzig, Brandis, Stallberg-Lugau, Schellenberg-Flöhr, Meerane, nebst 7 Heften Erläuterungen. — Das Steinkohlengebirge von Lugau, Tafel 1. 2.
*Carte géologique de Belgique XV.*, 5. 6 *(St. Nicolas et Tamise).*

# I. Namenregister.

*A.* hinter den Titeln bedeutet Aufsatz, *B.* briefliche Mittheilung, *P.* Protokoll der mündlichen Verhandlungen.

**Beilage.**







# II. Sachregister.


LIBRARY
OF CALIFORNIA

## Druckfehlerverzeichniss.

### Für Band XXXII.

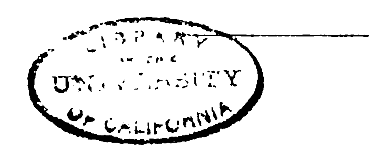
S. 220 Z. 16 v. o. lies: „Aeleklinta“ statt Albrunna.
- 424 - 8 v. u. - „83“ statt 52.
- 424 - 6 v. u. - „VI.“ statt IV.

### Für Band XXXIII.

S. 3 Z. 6 v. u. lies: „generisch“ statt genetisch.
- 182 - 10 v. o. - „H. Will“ statt A. Will.
- 696 - 3 v. o. - „Trümmer“ statt Trümer.

### Für Band XXXIV.

S. 131 Z. 19 v. o. lies: „dicken“ statt dickere.
- 133 - 14 v. u. - „dem“ statt den.
- 138 ist der letzte Satz des Textes „Die Boll'sche Sammlung .... sein dürfte“ zu streichen.
- 439 Z. 5 v. u. lies: „Tapolcsan“ statt Tapolesan.
- 440 - 1 v. o. - „Libriform“ statt Libeiform.
- 440 - 7 v. o. - „Coscinium“ statt Boscinium.
- 440 - 9 v. o. - „Tapolcsan“ statt Tapolesan.
- 447 - 2 v. u. - „des“ statt der.
- 451 - 5 v. u. - „welcher“ statt welche.
- 601 - 10 v. o. - „thun“ statt ihnen.
- 641 ist unter die „Nachschrift“ der Name Weiss zu setzen.
- 651 Z. 17 v. o. - „Councler“ statt Cuncler.
- 651 - 21 v. o. - „geliefert“ statt gelieferten.
- 652 - 5 v. o. - „würde“ statt würden.
- 652 - 25 v. o. - „*granulata*“ statt *granaluta*.
- 653 - 14 v. o. - „*quinquecostata*“ statt *quiquecostata*.
- 653 - 18 v. o - „*altijugata*“ statt *altrijugata*
- 653 - 22 v. u. - „dem Oderberger Geschiebe“ statt den Oderberger Geschieben.
- 653 - 16 v. u. - „1867“ statt 1879.
- 654 - 20 v. o. - „beobachtet“ statt betrachtet.
- 654 - 21 v. o. - „Sow. var.“ statt Sow.




Druck von J. F. Starcke in Berlin.

## Erklärung der Tafel I.

Sämmtliche Abbildungen stellen *Conocardium Bocksbergense* sp. n. dar. Die Figuren 1, 2 u. 3 sind so unter einander gestellt, dass eine Verticallinie durch den tiefsten Punkt der Vereinigung des Canals $\alpha_1$ in Figur 1 mit dem Schaleninnern alle an derselben Stelle schneidet; dabei sind Figur 2 u. 3 ausser in etwas schräger Lage überdies etwas schief gesehen und, abgesehen von den Ergänzungslinien in Fig. 2, in der vorliegenden Erhaltung gezeichnet.

Figur 1. Längsschnitt der Schale in unverdrücktem Zustande, durch Messungen, Construction und vorsichtige Schätzung erhalten. Die nicht ganz verticale Schnittebene geht unten in der „Schleppe" durch den Zusammenschluss der Klappen, oben dagegen durch den höchsten Punkt derselben oberhalb der Wirbelspitzen. Thatsächlich beobachtete Theile mit continuirlichen, construirte mit gerissenen Begrenzungslinien. $b_1$ die vordere klaffende Oeffnung; bei 1 die sich alsbald wohl sehr verjüngende Oeffnung des abgebrochen gedachten dornförmigen hinteren Schalenfortsatzes; $\alpha_1$ Canal im tiefsten Theile der sogen. „Schleppe", deren äusseren Umriss eine feine gerissene Linie angiebt.

Figur 2. Rest eines Steinkerns von dem Schaleninnern beider Klappen, von unten gesehen, in Gestalt zweier Sicheln umrahmt von dem noch erhaltenen Ueberrest der „Schleppe". $\alpha$ beiderseits fein gekerbter Steinkern von dem Canale in letzterer. Die feingerissenen Linien ergänzen die Klappen in ihrem unverdrücken Zustande; (b) nach unten klaffende vordere Schalenöffnung.

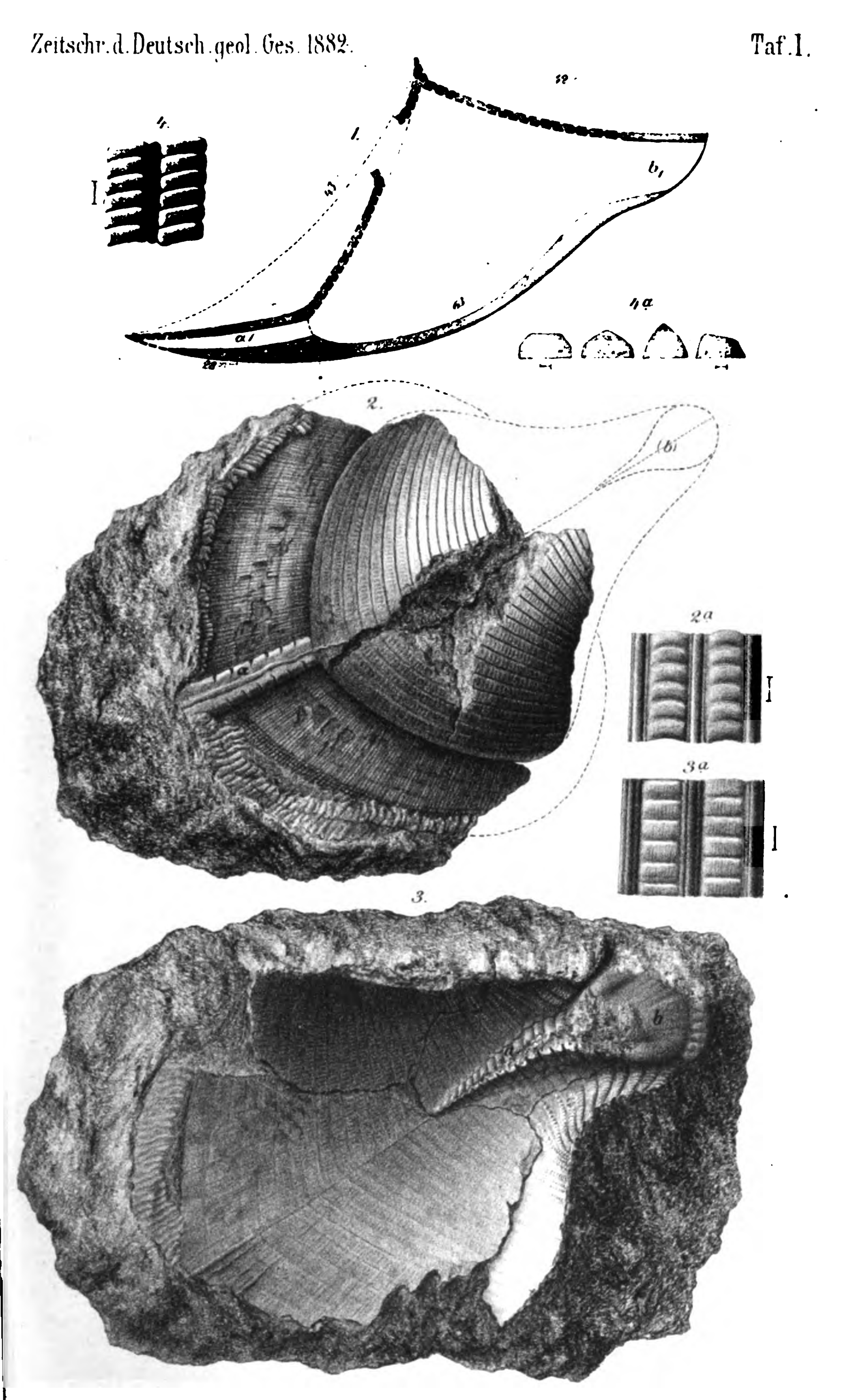
Figur 2a. Vergrösserte Sculptur der Innenfläche der Schale mit dem zweifachen Aussehen der Rippen-ähnlichen Radialleistchen. Die die eigentlichen Rippen zusammensetzenden Quertäfelchen zwischen ihnen könnten mit noch weniger tiefen Zwischenfurchen, also mehr eine Ebene darstellend, gezeichnet sein.

Figur 3. Rest von dem Figur 2 entsprechenden Hohldruck des grösseren, vorwiegend unteren Theiles der Aussenfläche beider Klappen mit b, dem Steinkern von der breitgedrückten klaffenden vorderen Oeffnung; bei a sind beide Schalen unterhalb des Klaffens in Folge ihrer Zusammendrückung von oben nach unten einwärts geknickt.

Figur 3a. Vergrösserte Sculptur der Aussenfläche der Schale mit dem zweifachen Aussehen der Rippen-ähnlichen Radialleistchen und einer zu ihnen parallelen, aber nur bei günstigster Beleuchtung unter der Loupe erkennbaren Streifung auf den die eigentlichen Rippen zusammensetzenden Quertäfelchen, die sich, wie in Figur 2a, auch etwas zu markirt von einander abheben.

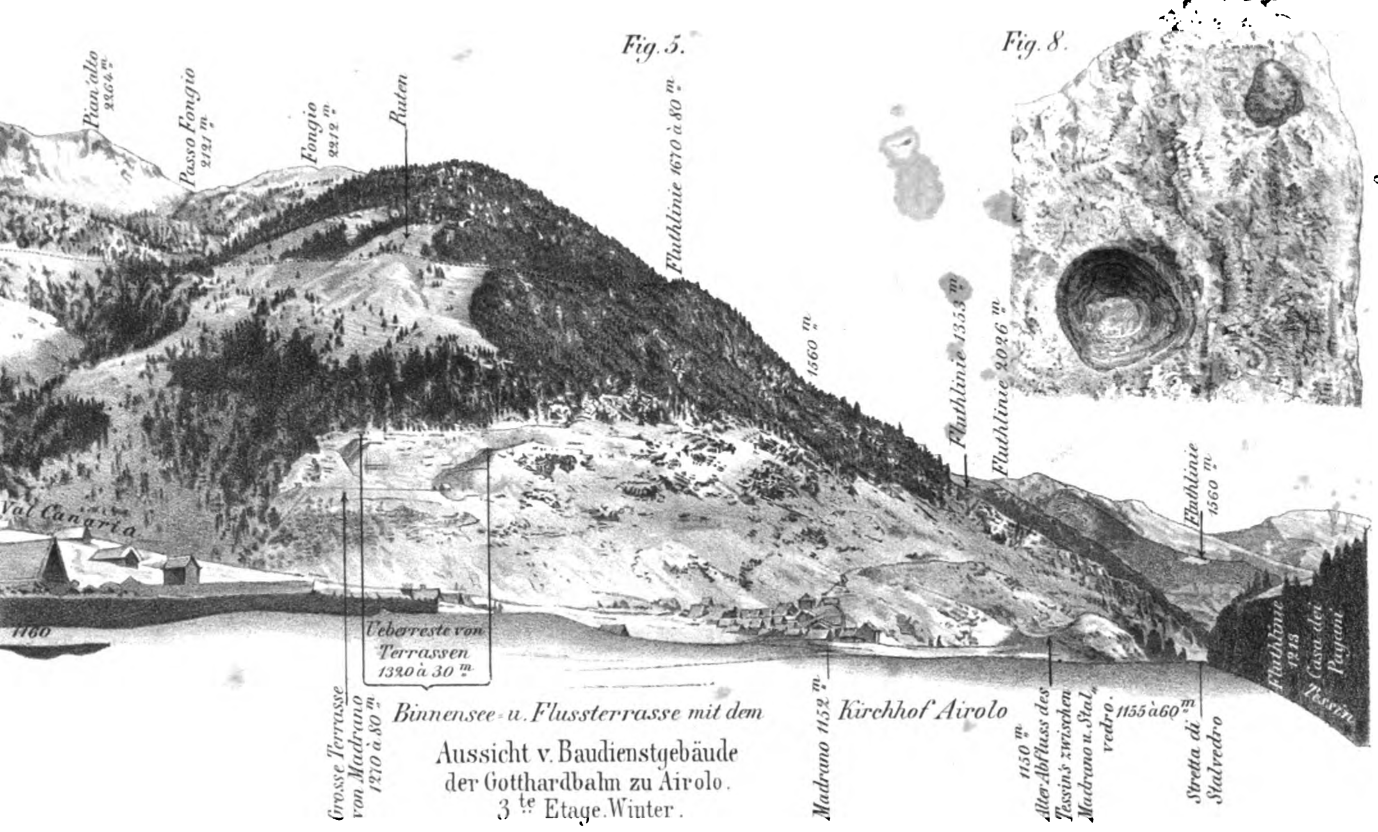
Figur 4. Vergrösserte Structur des Schaleninnern; dieselbe aus dem klaffenden Vorderende abgebildet und daher die etwas schräge Stellung der Rippen-Täfelchen.

Figur 4a. Vergrösserter Umriss der verschiedenen Rippen-Täfelchen in einem Schnitte rechtwinklich zur Aussen- und Innenfläche der Schale. Die letzte Abbildung rechts zeigt den bei weitem vorherrschenden Umriss dieser Täfelchen.




Druck v. Renaud


UNIVERSITY
OF CALIFORNIA



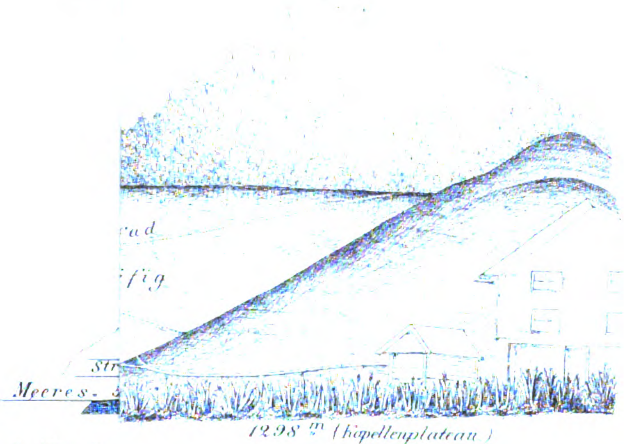

Binnensee- u. Flussterrasse mit dem

Aussicht v. Baudienstgebäude der Gotthardbalm zu Airolo.
3te Etage. Winter.



Fig. 6.

Pizzo Forno 2900 m

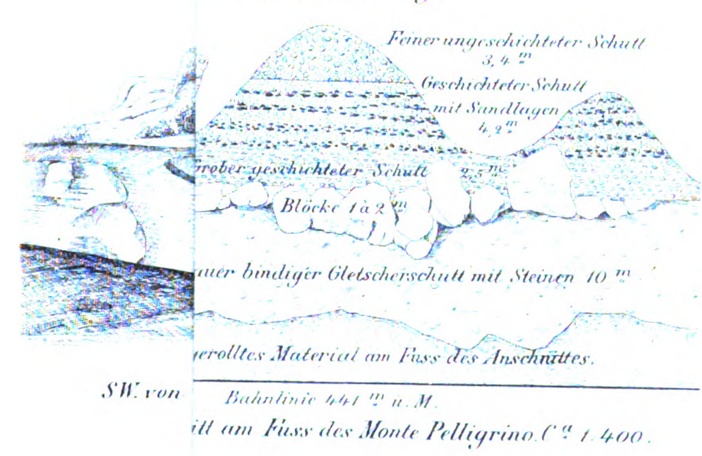



6. Obere Gre
auf beiden
5. Gegenwär

hinter Gribbio. 1400 à 1410 m ü. M.

Fig. 9.

Vernarbtes Gehänge.




SW. von

itt am Fuss des Monte Pelligrino. Cª 1:400.




LIBRARY
OF THE
UNIVERSITY
OF CALIFORNIA

## Erklärung der Tafel IV.

Figur 1. Planskizze des Bergsturzes von Elm. Die Grundlage dieser Planskizze bildete die eidgenössische topographische Karte in 1 : 50000. Die Formverhältnisse des Bergsturzes sind nach Skizzen und Notizen eingetragen, welche ich alle vor Publication der Arbeit von ROTHPLETZ nach der Natur aufgenommen hatte. Die Zeichnung des Abrissgebietes ist aus Mangel an topographischen Vermessungen kein genauer Grundriss, sondern ein Grundriss theilweise combinirt mit Ansicht von vorn, welche in die Planebene hinunter gedreht ist. Man kann aus diesem Bilde eine richtige Auschauung gewinnen, obschon es weder ein geometrisch genauer Aufriss noch Grundriss, sondern eher „Vogelperspective“ ist. Wo die in der Planskizze gegebenen Formen etwas von denjenigen der in der Denkschrift veröffentlichten Karte abweichen, enthält unsere neue Planskizze das Richtigere. Dies gilt z. B. für die Gestalt und Lage des unteren Endes des Schuttstromes, die Form des Schuttrandes unter Knollen, die Stelle, an welcher der Name „Alpegli“ eingetragen ist etc.

Figur 2 u. 3 geben im Grundriss und Aufriss die Bewegungsfaden der Felstrümmer an. Die nöthige Erklärung ist bei den Figuren selbt beigesetzt. Ich habe noch beizufügen, dass hier namentlich in der Darstellung der Brandung und Ablenkung am Düniberg - Alpegligehänge im Grundriss Fig. 2 Bewegungslinien nebeneinander dargestellt sind, welche zeitlich einander nachfolgten. Wie bei schwellenden und wieder abnehmenden Lavaströmen oder Flüssen etc. veränderte sich Form und Richtung der Bewegungsfaden um einen gewissen Betrag. Es hätte einer grösseren Zahl von Figuren bedurft, um die verschiedenen Stadien getrennt darzustellen.

Figur 4. Längsprofil durch den Bergsturz von Elm im Maassstab des Planes 1 : 12500.

Figur 5. Rand des Schuttstromes am Dünibergstall.

Figur 6. Profil des Schuttrandes am Düniberg.

Figur 7. Pyramidale Haufen von Kleinschutt im Maassstab ungefähr = 1 : 200.

Figur 8. Die Fluglinien nach ROTHPLETZ.



der Fels
rn dem B
rag
n durch

nberg

Plat

Pı


LIBRARY
OF THE
UNIVERSITY
OF CALIFORNIA

## Erklärung der Tafel V.

Figur 1. *Strombolituites undulatus.* Der Umriss giebt das Original der Boll'schen Sammlung zu Neubrandenburg in natürl. Grösse genau wieder, die Oberflächensculptur ist dagegen grösstentheils nach einem anderen Exemplar im Berliner paläontologischen Museum ergänzt.

Figur 2. *Strombolituites Bollii.* Aus der Boll'schen Sammlung. Natürl. Grösse.

a. Ansicht gegen die concave Seite.
b. Seitenansicht.
c. Ansicht gegen die untere Fläche einer Kammerwand im oberen Theile der Versteinerung. Die concave Seite des Gehäuses nach unten gekehrt.

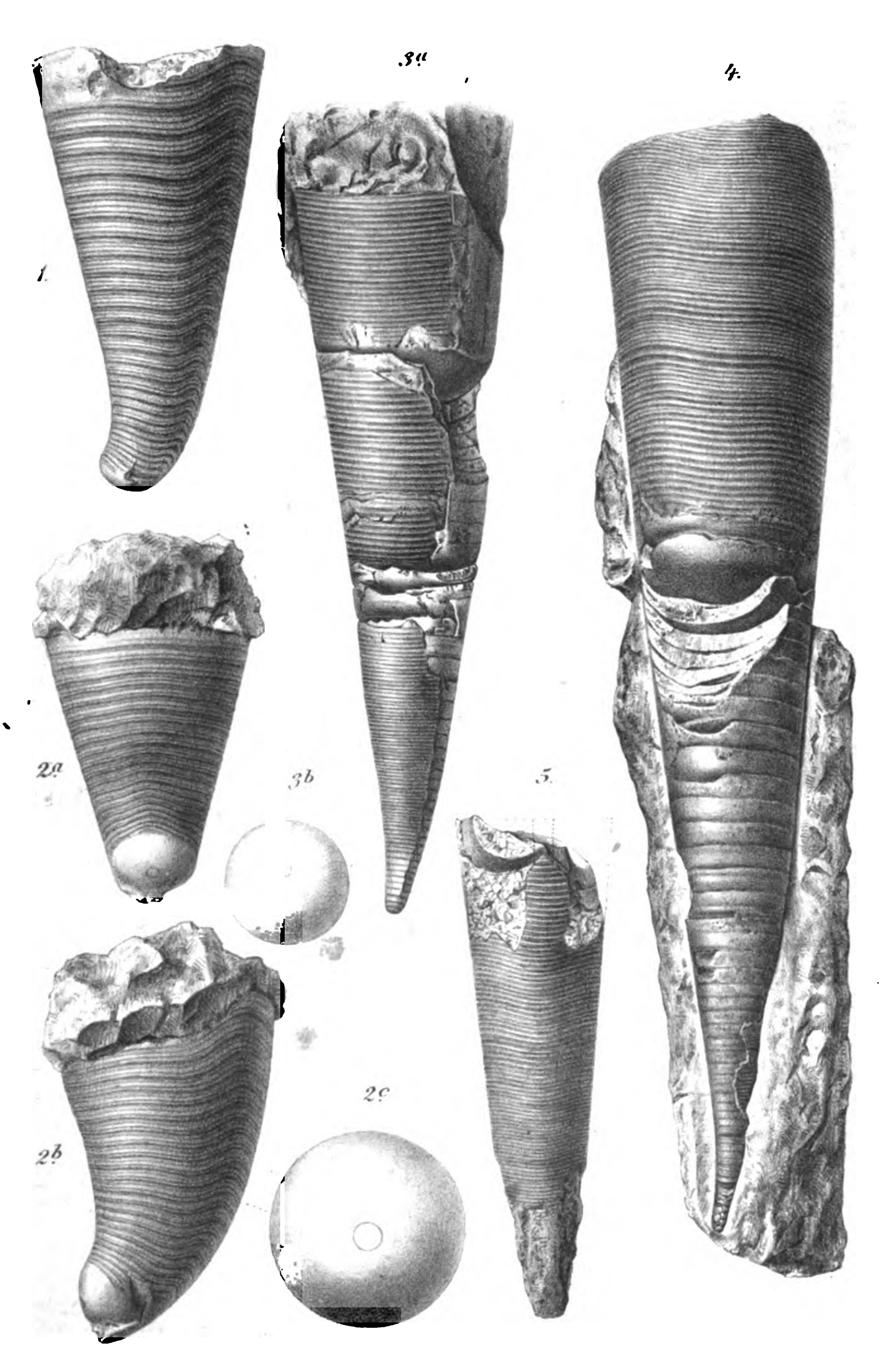
Figur 3. *Rhynchorthoceras Beyrichii.* Geschiebesammlung der Forstakademie zu Eberswalde. Auf halbe lineare Grösse verkleinert.

a. Seitenansicht.
b. Ansicht gegen die untere Fläche einer Kammerwand im mittleren Theile der Versteinerung. Die concave Seite des Gehäuses nach unten gekehrt.

Figur 4. *Rhynchorthoceras Zaddachii.* Mineralien-Cabinet der Universität zu Königsberg i. Pr. Auf halbe lineare Grösse verkleinert.

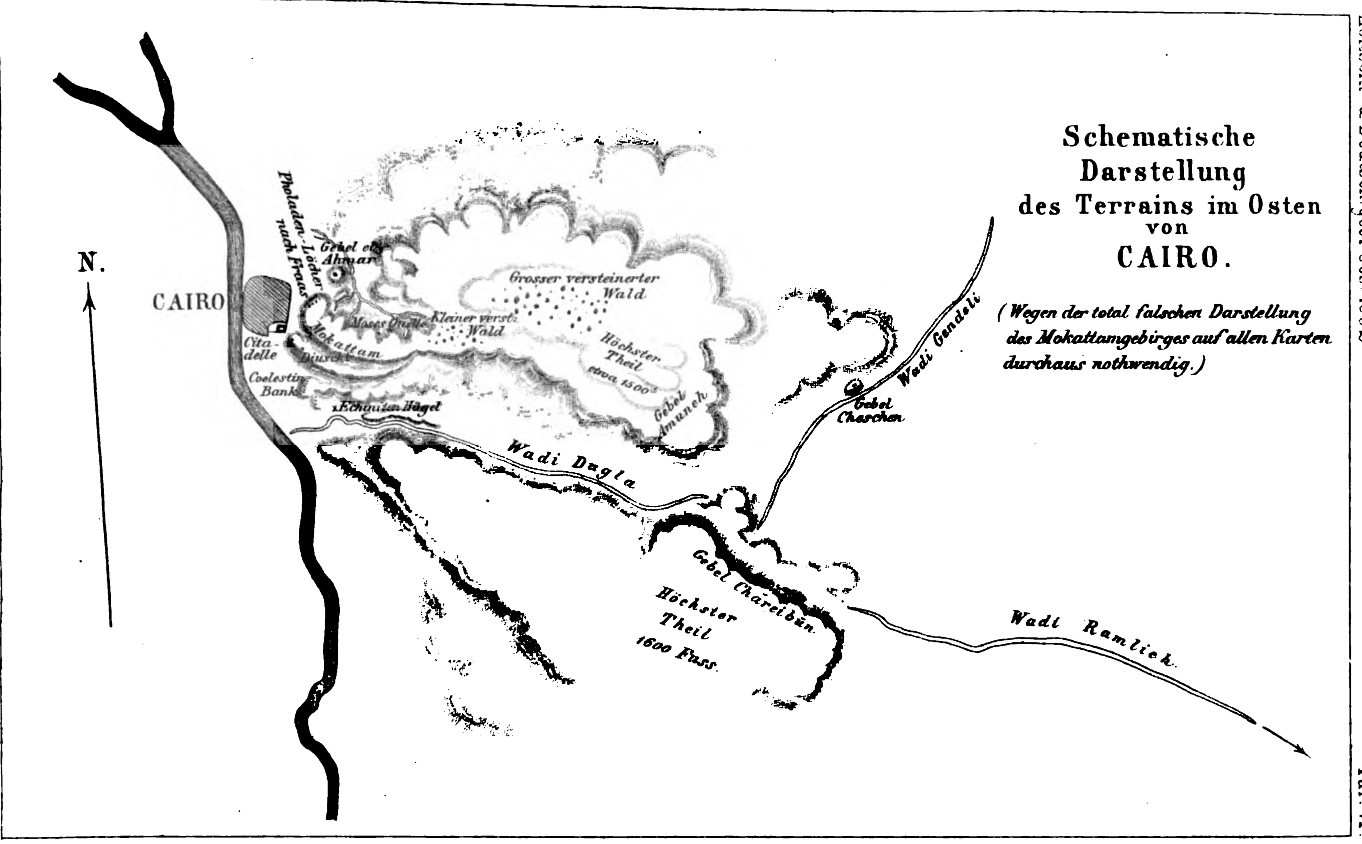
Figur 5. *Rhynchorthoceras Oelandicum.* Berliner paläontologisches Museum. Natürl. Grösse. Die inneren punktirten Linien im oberen Theil der Figur zeigen die Lage des Sipho an.

Sämmtliche Abbildungen sind mit Zugrundelegung von Photographieen angefertigt, welche für die Figuren 1 u. 2 und 4 u. 5 direct nach der Natur aufgenommen wurden. Die Aufnahme zu Figur 3 wurde nach einer Lithographie gemacht, welche das betreffende Object in natürlicher Grösse darstellt.

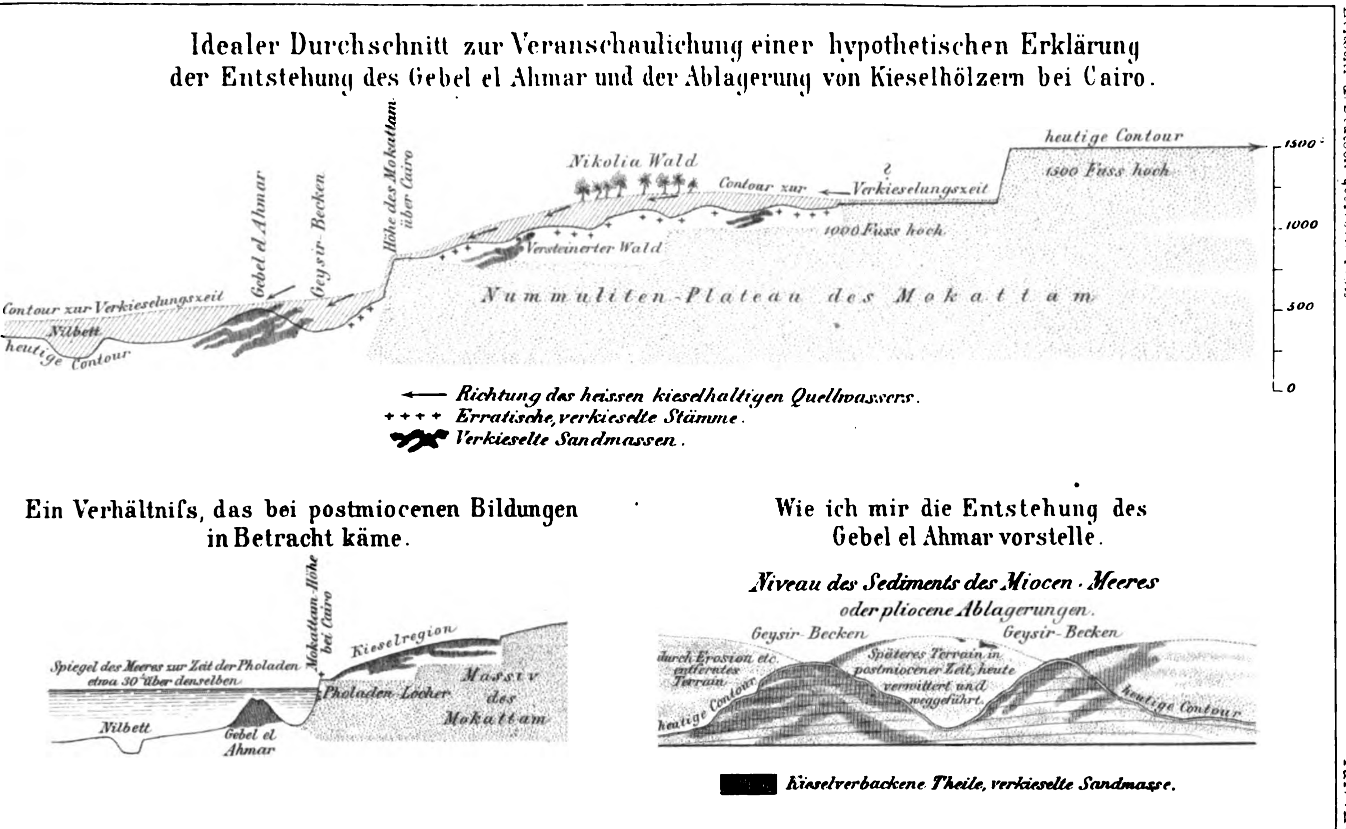


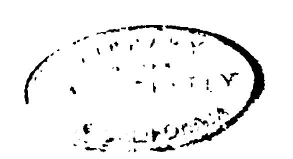

Gez. u. lith. von E. Duv.




Schematische Darstellung des Terrains im Osten von CAIRO.
(Wegen der total falschen Darstellung des Mokattamgebirges auf allen Karten durchaus nothwendig.)
Wadi Gendeli
Gebel Chaschen
Wadi Ramlieh
Gebel Chareibün
Höchster Theil 1600 Fuss
Wadi Dugla
Gebel Amuneh
Grosser versteinerter Wald
Höchster Theil etwa 1500'
Kleiner verst. Wald
Moses Quelle
Mokattam
Diuschi
Echiniten Hügel
Gebel el Ahmar
Pholaden-Löcher nach Fraas
Citadelle
Coelestin Bank
CAIRO
N.




Idealer Durchschnitt zur Veranschaulichung einer hypothetischen Erklärung
der Entstehung des Gebel el Ahmar und der Ablagerung von Kieselhölzern bei Cairo.
heutige Contour
1500 Fuss hoch
Nikolia Wald
Contour zur ← Verkieselungszeit
1000 Fuss hoch
Versteinerter Wald
Höhe des Mokattam über Cairo
Gebel el Ahmar
Geysir-Becken
Contour zur Verkieselungszeit
Nilbett
heutige Contour
Nummuliten-Plateau des Mokattam
1500
1000
500
0
Richtung des heissen kieselhaltigen Quellwassers.
Erratische, verkieselte Stämme.
Verkieselte Sandmassen.
Ein Verhältnifs, das bei postmiocenen Bildungen in Betracht käme.
Spiegel des Meeres zur Zeit der Pholaden etwa 30' über denselben
Mokattam-Höhe bei Cairo
Kieselregion
Pholaden-Löcher
Massiv des Mokattam
Nilbett
Gebel el Ahmar
Wie ich mir die Entstehung des Gebel el Ahmar vorstelle.
Niveau des Sediments des Miocen-Meeres oder pliocene Ablagerungen.
Geysir-Becken
Geysir-Becken
durch Erosion etc. entferntes Terrain
Späteres Terrain in postmiocener Zeit, heute verwittert und weggeführt.
heutige Contour
heutige Contour
Kieselverbackene Theile, verkieselte Sandmasse.




LIBRARY
OF THE
UNIVERSITY
OF CALIFORNIA

*Fig. 1.*

**Profil durch den Museion-Hügel.**

*Maafsstab. 1: 20000.*

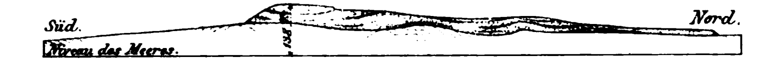



*Fig. 2.*

**Profil durch den Lykabettos u. den Panakota-Felsen.**

*Maafsstab. 1: 20000.*

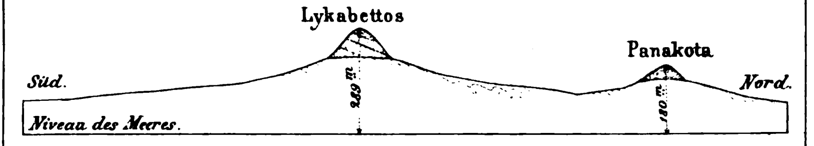



*Fig. 3.*

**Profil am Fuss der Pnyx.**

*Maafsstab. 1: 400.*

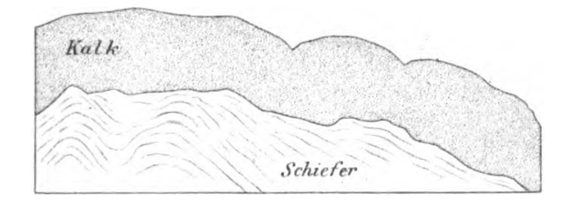
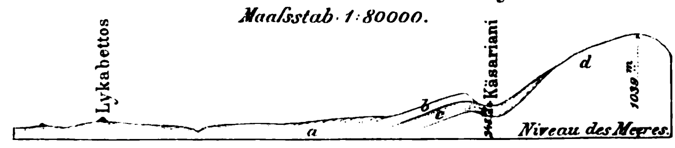



*Fig. 4.*

**Profil von der Nord-West-Seite des Hymettos.**

*Maafsstab. 1: 80000.*




**Erklärungen:**

a. *Obere Schiefer (Schiefer von Athen.)*
b. *Oberer Marmor.*
c. *Unterer Schiefer (Hymettus-Schiefer.)*
d. *Unterer Marmor.*



Die Originale sämmtlicher Abbildungen befinden sich im Museum der kgl. sächs. geolog. Landesuntersuchung zu Leipzig.

---

## Erklärung der bei sämmtlichen Abbildungen zur Anwendung gelangten Buchstaben-Bezeichnungen.

Am Schädel:

so = Supraoccipitalia;
p = Parietalia;
fo = Foramen parietale;
f = Frontalia;
fp = Postfrontalia;
pf = Praefrontalia;
n = Nasalia;
im = Intermaxillaria;
a = Apertura nasalis externa;
ci = Cavum intermaxillare;
sq = Squamosa;
e = Epiotica;
st = Supratemporalia;
qj = Quadratojugalia;
j = Jugalia;
po = Postorbitalia;
m = Maxillaria superiora;
o = Orbita;
sc = Scleralring;
ps = Parasphenoideum;
pr.c = dessen Processus cultriformis;
pt = Pterygoidea;
m.i. = Maxilla inferior;
de = Dentale,
an = Angulare,
d = Zähne.
br = Kiemenbogen-Zähnchen.

Wirbelsäule:

v = Rumpfwirbel;
vs = Sacralwirbel;
vc = Caudalwirbel;
p.t. = Processus transversi;
ch = Chorda dorsalis.
c = Rumpfrippen;
cs = Sacralrippen.

Schultergürtel:

th = mittlere Thoracalplatte;
co = seitliche Thoracalplatten;
cl = Claviculae;
s = Scapulae.

Beckengürtel:

i = Ilia;
is = Ischia.

Extremitäten:

h = Humerus;
r = Radius;
u = Ulna;
ca = Carpalraum.
mc = Metacarpus;
fe = Femur;
ti = Tibia
fi = Fibula;
t = Tarsalraum;
mt = Metatarsus;
ph = Phalangen.

Schuppenpanzer:

sct = Schuppendecke des Bauches;

---

## Erklärung der Tafel XII.

*Pelosaurus laticeps.*

Figur 1 stellt das am vollständigsten erhaltene Exemplar in etwa zweimaliger Vergrösserung dar. Dasselbe liegt auf dem Rücken, wendet uns also die Unterseite zu. Der Schädel hat leider und zwar namentlich in seiner linken Hälfte (also rechts) eine beträchtliche Verschiebung erlitten. Da die Knochen der Schädelbasis fast sämmtlich an der Gegenplatte haften geblieben sind, erblickt man die Schädeldecke. Durch diese Trennung sind auch die meisten Knochen der letzteren aufgerissen worden, so dass die Ossificationsstructur deutlich vor Augen liegt. Trotz des durch Verdrückung entstandenen Knochengewirres lassen sich die grossen Nasalia, ein quergeschobenes Frontale, die beiden Jugalia, Supratemporalia und Epiotica nicht verkennen. Auch das rechte Lacrymale hebt sich deutlich ab. Der Oberkiefer wendet den zahntragenden Rand mit den warzigen Erhöhungen, auf welchen sonst die Zähne aufsitzen, nach oben. Die nach vorn verschobenen Fragmente des Intermaxillaria tragen noch die Reste gefalteter Zähne.

Der Schultergürtel ist sehr vollständig überliefert. Die rechte seitliche Kehlbrustplatte (links) ist längsgespalten und lässt dadurch erkennen, dass das vordere Blatt und seine stielförmige Verlängerung einen stumpfen Winkel miteinander bilden, wobei letztere ursprünglich nach oben gewandt war. Hinter den seitlichen Kehlbrustplatten liegen die langen ruderförmigen Schlüsselbeine. An den Vorderextremitäten fällt die kurze gedrungene Gestalt der Oberarmknochen auf. Nur 4 Finger der linken Hand sind erhalten. Von den Wirbeln zeigen einige die intravertebrale Erweiterung der Chorda und die Querfortsätze sehr deutlich. Von den Rippen sind nur diejenigen der vorderen Rumpfwirbel sichtbar. Der Sacralwirbel zeichnet sich durch die verlängerten Querfortsätze aus. Vor den stark ausgeschweiften Ilien liegen isolirt die zarten Ischio-pubica, seitlich davon der Femur und die Knochen des Unterschenkels. Der aus sehr langen und schmalen Schuppen bestehende Bauchpanzer reicht nicht ganz bis zum Becken. Bei der Rückenlage des abgebildeten Exemplares liegt derselbe auf der Wirbelsäule und den Rippen, die erst nach seiner Entfernung hier und da zum Vorschein gekommen sind.

Figur 2 bringt den Schädel und Rumpftheile eines ebenfalls auf dem Rücken liegenden Individuums in $2^1/_2$ maliger Vergrösserung zur Darstellung. Die Knochen der Schädeldecke sind zum Theil aufgerissen und zeigen dann die Ossificationsstructur, andere (so die Frontalia) sind vollständig verschwunden und haben das Negativ ihrer Oberseite zurückgelassen, von deren Sculptur man auf diese Weise ein Bild erhält. Auf Grund der Beobachtungen an anderen, noch besser erhaltenen Schädeln, sind die Ränder einzelner Knochen hier und da etwas deutlicher gezogen, als in Wirklichkeit. Quer über die Unterfläche der Schädeldecke ist der linke Unterkiefer gepresst. In der Augenhöhle sind Reste des Scleroticalringes vorhanden. Die an der Gegenplatte haftenden Knochen der Schädelbasis sind in fast natürlicher Grösse in Fig. 3. Taf. XIII. abgebildet.

Von den seitlichen Thoracalplatten ist, wie bei der vorigen Figur, eine von der unteren Seite sichtbar und greift von unten über die mittlere Kehlbrustplatte über, — während die andere rechtwinklig gegen

ihre ursprüngliche Lage gedreht und dann längsgespalten ist. Die Schlüsselbeine kennzeichnen sich wiederum durch ihre sehr beträchtlichen Dimensionen und ihre Ruderform. Die papierdünn zusammengepressten Wirbel lassen trotzdem die intravertebrale Erweiterung der Chorda noch wahrnehmen.

Figur 3 giebt die Abbildung der vorzüglich erhaltenen Vorderhälfte eines *Pelosaurus laticeps*. Von den beiden zusammengehörigen Platten ist diejenige auf welcher die Knochen aufliegen, zur Darstellung gebracht. Die andere enthält den sehr scharfen Abdruck der glatten Unterseite der Schädeldecke und das Negativ der vorderen Rumpfhälfte. Das abgebildete Exemplar gewährt einen klaren Einblick in die Zusammensetzung und die Conturen der Schädeldecke, sowie in den Bau des Schultergürtels und der Wirbel.

Aehnliches gilt von Figur 4. Hier tritt namentlich auch das starke Zurückspringen der Supraoccipitalia und Epiotica hervor. Die einzelnen Knochen der Schädeldecke sind sehr scharf umrandet. Der Scleralring ist etwa zur Hälfte erhalten. Im Oberkiefer gewahrt man die warzigen Erhabenheiten, auf welchen die Zähne sassen. Der eine Unterkiefer liegt flach zur Seite des Schädels. Die zugehörige Gegenplatte zeigt, dass die Knochen des letzteren auf der Unterseite glatt sind. Der Schultergürtel ist seitlich verschoben. Die Vergrösserung ist etwas mehr als zweimalig.

Figur 5. Aussergewöhnlich gut erhaltene Umrandung der Augenhöhle durch das Postfrontale, Praefrontale, Jugale und Postorbitale. Zwischen dem Praefrontale und Jugale das scharf conturirte Lacrymale mit centralem Ossificationspunkte. In $2\frac{1}{2}$ maliger Vergr.

Figur 6. Partie eines Oberkiefers, der seinen unteren Rand dem Beschauer zuwendet. Auf demselben erblickt man die unregelmässig warzigen Erhöhungen von schwammiger Knochensubstanz, auf welchen die Zähne aufgesessen haben. In $2\frac{1}{2}$ maliger Vergr.

Figur 7. Zwei Zähne mit gefalteter Basis; 4 Mal vergrössert.

Figur 8. Das hier abgebildete, sehr zierliche Exemplar stellt wahrscheinlich ein jugendliches Individuum von *Pelosaurus laticeps* vor. Von den höchst zarten Knochen der Schädeldecke sind die grossen Nasalia, die nach hinten sich zuspitzenden Oberkiefer und die Frontalia wohlerhalten. Unter letzteren ragt der Stiel des Parasphenoides hervor, welcher sich nach hinten blattförmig ausbreitet. Neben dem Schädel liegt isolirt in umgekehrter Richtung, also das Schwanzende nach vorn, die hintere Hälfte der Wirbelsäule nebst sämmtlichen Knochen des Beckens. Die Ischio-pubica sind nur hauchartig zart aber scharf umrandet. An die beiden Ilia schliesst sich jederseits ein Femur und die Knochen des Unterschenkels an. In 2maliger Vergr.



## Erklärung der Tafel X.

Figur 1—7. Schematische Längsschnitte der Exemplare (I)G bis (VII)G. $^3/_4$ natürl. Grösse.

Figur 1a. Schematischer Längsschnitt der Spirale des Exemplars (I)S.

Figur 8. Schematischer Längschnitt der Spirale (IV)S. An den mit 1, 2...6 bezeichneten Stellen ist das Exemplar zerbrochen

Die punktirte Linie in den Figuren 2, 3 u. 8 deutet den Verlauf des Siphonalstranges an. Natürl. Gr.

Figur 8a. Querschnitt der Spirale (IV)S in der Richtung A B. Natürl. Gr.

Figur 9. Schematischer Längsschnitt, um die Schalzusammensetzung und den Siphonalstrang zu zeigen.

1. äussere Schalschicht, S Septum.
2. punktirte Schicht, Sd Siphonaldüte.
3. blättrige Schicht. Si Sipho.

Sh Erdige Hülle des Siphos.

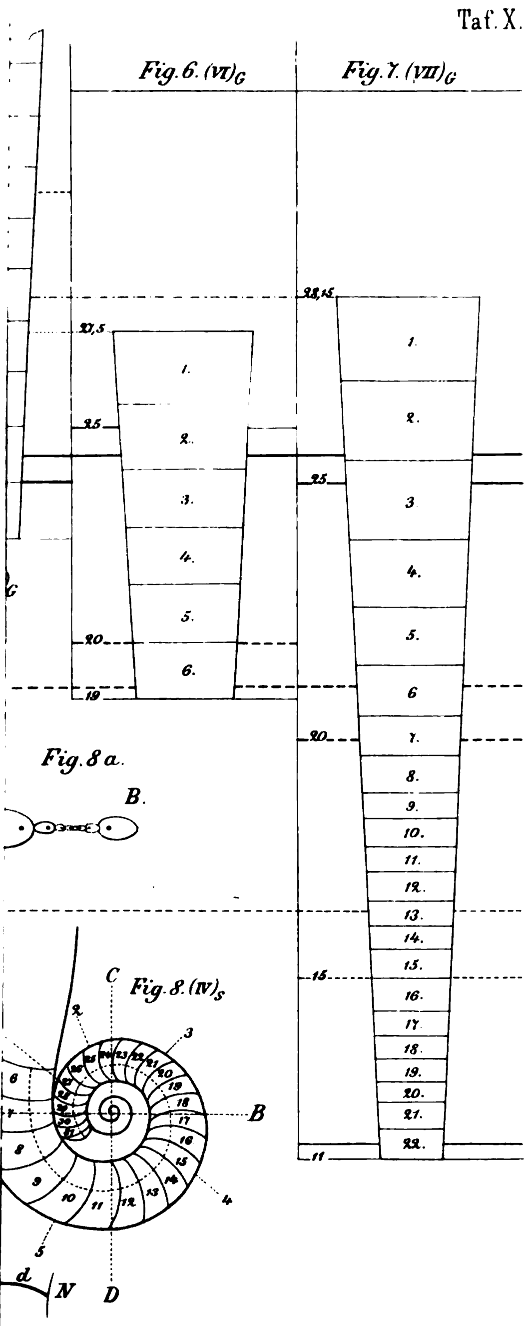
Figur 10. Aufgewickelte Wachsthumsrunzel vom oberen Ende der Wohnkammer des Exemplars (VIII)G; von der Ventralseite gesehen. $^1/_3$ natürl. Gr.

V Ventralsinus.
v Ventralsättel.
L Lateralsinus.
d Dorsalsättel.
D Dorsalsinus.

Figur 10a. Wachsthumsstreifen von *Nautilus Pompilius* vom oberen Ende der Wohnkammer. $^1/_4$ natürl. Gr. Dieselben Buchstaben wie vorher. N Nabel.



Taf. X.





## Erklärung der Tafel XI.

Figur 1. Vollständig erhaltenes Exemplar von *Lituites* [illegible] MONTF. in der Abhandlung mit No. I. bezeichnet. Bei x versch[illegible] die Verticallamellen. Natürl. Gr.

Sammlung der physikal.-ökonom. Gesellschaft.

Figur 2. Oberer Theil der Wohnkammer von Exemplar No. [illegible] mit erhaltener Schale; bei × Ineinanderfliessen zweier Wachst[illegible] runzeln. Natürl. Gr.

Figur 3. Punktirte Schicht; stark vergrössert.

Figur 4. Reconstruirte Wohnkammer.

a von der Ventralseite.
b von den Flanken.
c vom Rücken.
d von oben.

Figur 5. Verwachsungsband; vergrössert.

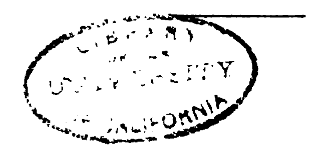
V vorderer blättriger Theil.
H hinterer glatter Theil.
h Hinterrand.
h, demselben parallele Linie.
m die den blättrigen vom glatten Theil scheidende L[illegible]
M Verbreiterungen des Annulus (? Muskelansätze).
B Basis der Wohnkammer.
*V* Ventralseite.
D Dorsalseite.

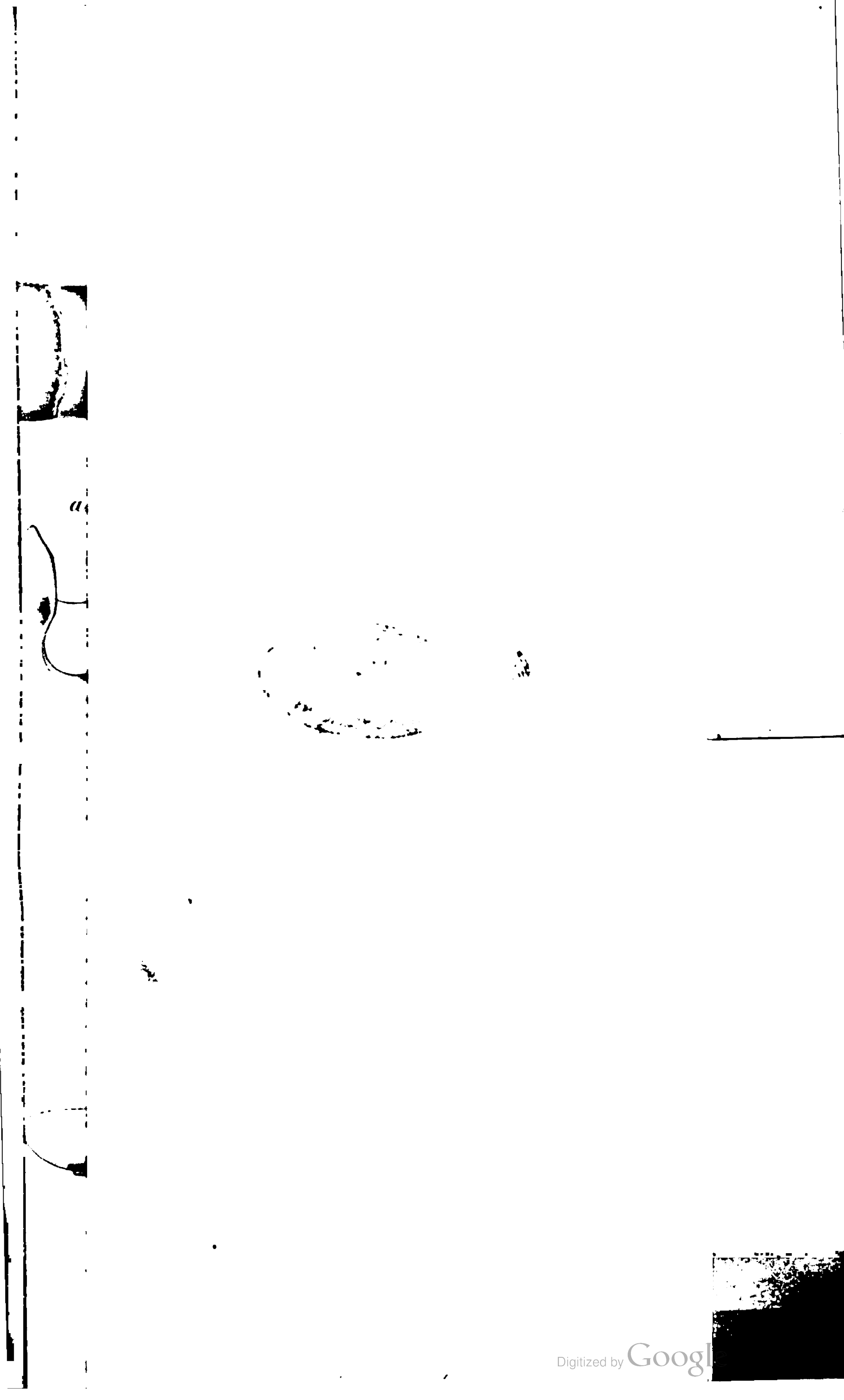
Figur 6. Verticallamellen in mehreren aufeinander folge[illegible] Kammern. l Verticallamelle, k krystallinische Schicht auf der O[illegible] und Unterseite eines Septums, S Sipho. $1^1/_2$ natürl. Gr.

Figur 7. A Ausfüllungsmasse der Kammern.

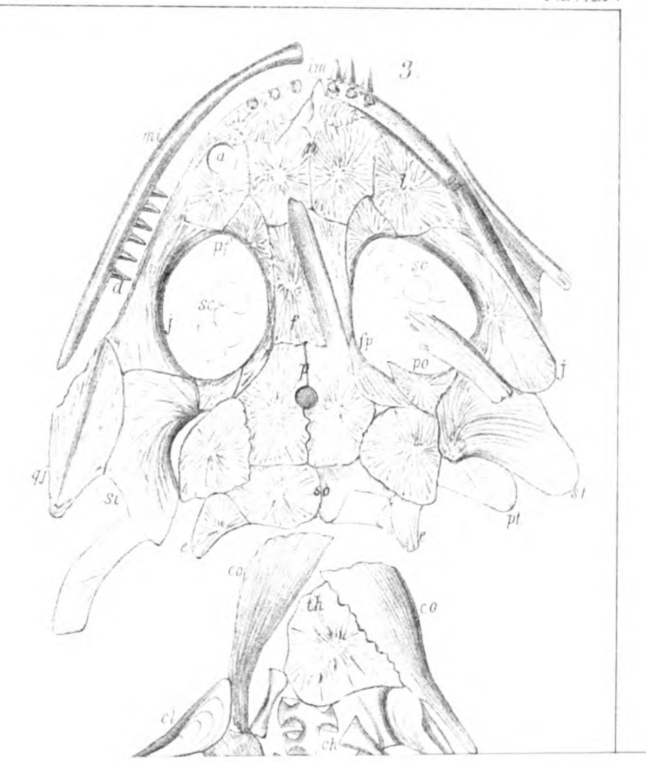
k krystallinische Schicht.
s Septum.
l Verticallamelle.
g ringsgeschlossene Röhre um den Sipho.
S Sipho.

Figur 8. Gefässeindrücke. l Verticallamelle, h halbcylindri[illegible] Umhüllung des Siphos, v Verlängerung derselben. $1^1/_2$ natürl. Gr.

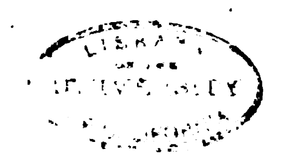







3.
im
mi
a
n
l
d
pf
sc
sc
f
fp
j
p
po
j
qj
si
so
st
pt
e
e
co
th
co
cl
ch





## Erklärung der Tafel XIII.

*Pelosaurus laticeps.*

Figur 1. Ein fast vollständiger Schultergürtel nebst der linken Vorderextremität, sowie Rippen und Theile des Bauchpanzers. Die drei Kehlbrustplatten und die Schlüsselbeine haben die sich oft wiederholende gegenseitige Lage, indem die stielförmigen Verlängerungen der seitlichen Thoracalplatten nach hinten, diejenigen der Claviculae nach vorn gerichtet sind. Der längsgespaltene Humerus lässt erkennen, welche Dickwandigkeit dieser Röhrenknochen besitzt.

Figur 2. Eine mittlere Kehlbrustplatte mit aussergewöhnlich scharfen Conturen in 2maliger Vergrösserung. Die querovale Gestalt, die etwas ausgeschweiften Ränder treten sehr deutlich hervor. Auf der fast glatten, nur schwach radiär gefurchten Innenlamelle befindet sich noch eine Partie der grob strahlig verknöcherten Knochenplatte mit faltig-runzeliger Ober- (Aussen-) fläche.

Figur 3. Sich gabelnde Ossificationsstrahlen der mittleren Kehlbrustplatte des in Fig. 1 dargestellten Exemplares in 5maliger Vergr.

Figur 4. Schädelbasis in $1^1/_2$maliger Vergröss. An die beiden Seiten des Parasphenoides legt sich je ein Flügelbein an. Diese begrenzen die grossen Gaumenhöhlen nach Aussen, während letztere durch den stielförmigen Fortsatz des Parasphenoids von einander getrennt werden. In der linken Gaumenhöhle ist die Umrandung der Augenhöhle sichtbar. Nach hinten schliessen sich an das Parasphenoid die drei Kehlbrustplatten, — die mittlere mit runzeliger Sculptur. Seitlich liegt der rechte Unterkiefer mit wohlerhaltenem Angulare.

Figur 5. Theile der Schädelbasis von unten, in 2maliger Vergrösserung. Das Parasphenoid mit der hinteren Hälfte des Processus cultriformis. Die Flügelbeine sind etwas nach vorn verschoben, — der vordere flügelförmige Fortsatz ist abgebrochen, der mediale und hintere Arm hingegen wohl in seiner ganzen Ausdehnung erhalten. Die links hinter dem Pterygoid liegenden kleinen ovalen Knochenplättchen mögen von Verknöcherungen der Kiemenbogen herrühren (Kiemenbogenzähnchen). Die beiden seitlichen Kehlbrustplatten greifen auf die untere Seite der mittleren Thoracalplatte über. Hinter einer derselben gewahrt man eine grosse ruderförmige Clavicula, die zugehörige Scapula und eine Anzahl kurzer Rippen.

---

*Archegosaurus latirostris.*

Figur 6. Ein Theil der Schädeldecke, sowie des Unterkiefers. Die Frontalia und Parietalia zeigen die Sculptur der Oberfläche, die übrigen Knochen die ausgezeichnete Ossificationsstructur, — die Zähne radiäre Faltung. In 2maliger Vergr.

Figur 7. Ein Stück Unterkiefer des in voriger Figur dargestellten Exemplares mit 3 gefalteten Zähnen, welche auf einer schwammigen Basis aufsitzen. Die abgebildeten Zähne gehören dem vorderen Ende des Unterkiefers an, sind deshalb beträchtlich grösser als die hinteren in Fig. 6 zur Darstellung gebrachten. In 3maliger Vergr.

Figur 8. Vollständig erhaltener Schädel (siehe pag. 235 u. 236). In fast 2maliger Vergr.

---



## *Archegosaurus Decheni.*

Figur 9. Theilweises, in seinen einzelnen Partieen verschobenes Skelet, und zwar: Hälfte der Schädeldecke nebst einem Unterkiefer. Links neben und unter letzterem die Thoracalplatten, die Claviculae und Scapulae, sowie Knochen der Vorderextremitäten. Daran schliessen sich gut erhaltene Rippen und die wenig deutlichen Reste der Wirbelsäule, — und an diese einzelne Knochen des Beckens, sowie eines Beines und Fusses. Die links davon liegenden Theile des Bauchpanzers sind wohlerhalten (vergl. Fig. 12 u. 13). Natürliche Grösse.

Figur 10. Eine isolirte mittlere Thoracalplatte. 3malige Vergr.

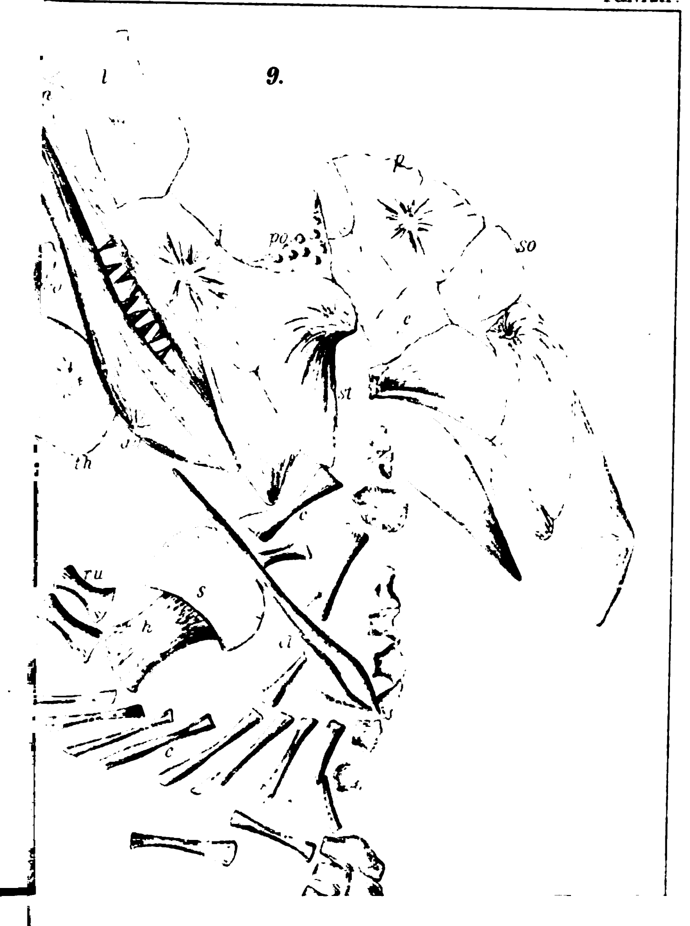
Figur 11. Steinkerne von stark gefalteten Zähnen des in Fig. 9 dargestellten Exemplares, entnommen der nicht abgebildeten Gegenplatte. In 3maliger Vergr.

Figur 12. Eine Gruppe von Stachelschuppen des Bauchpanzers. In 3maliger Vergr.

Figur 13. Birnförmige und runde Schuppen aus der Kehlgegend. In 3maliger Vergr.

Figur 14. Rumpfrippe von *Archegosaurus Decheni* (a) zum Vergleich mit einer solchen von *Pelosaurus laticeps* (b). In natürl. Grösse.




9.
l
po
so
c
st
th
ru
s
h
c
c

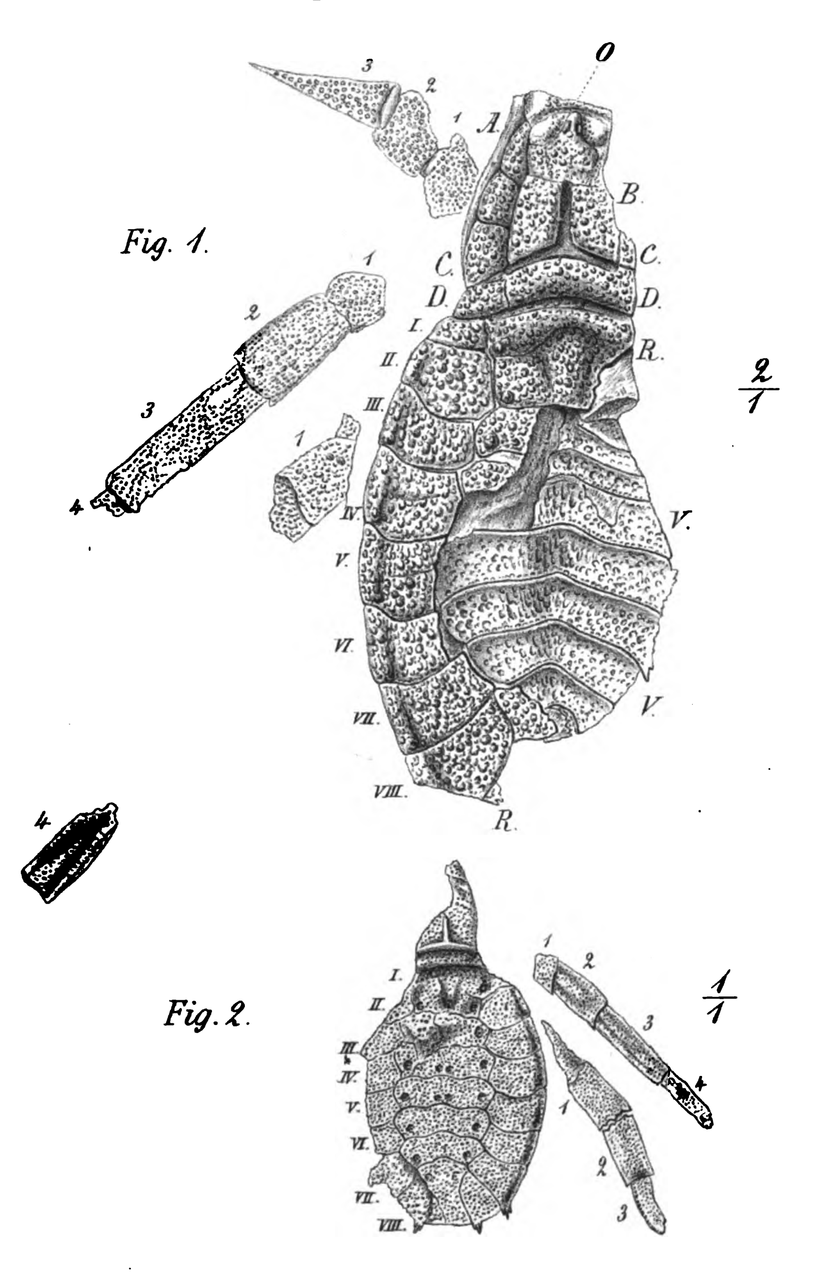


## Erklärung der Tafel XIV.

Figur 1. *Kreischeria Wiedei* H. B. Gein. von der Rückenseite, in 2facher Grösse. A, B, C, D Seitenplatten der Rumpfringe; I bis VIII Seitenplatten der Hinterleibsringe; 1 bis 4 Glieder der Füsse; o Lage der Augen; R Rückenfläche; V Bauchfläche.

Figur 2. Abdruck des Figur 1 abgebildeten Exemplars in natürlicher Grösse, die Rückenseite des Thieres darstellend mit den beiden hinteren Füssen. Bezeichnung wie vorher.

---




J. V. Deichmüller del.

Druck v Gebr. Munkel Dresden.

Kreischeria Wiedei Gein.


LIBRARY
OF THE
UNIVERSITY
OF CALIFORNIA

## Erklärung der Tafel XV.

Figur 1. *Pecten Baueri* n. sp. A rechte Klappe in natürlicher Grösse. B Ohren der rechten Klappe, 2mal vergrössert. C ein Stück der Schale, ebenso vergrössert. – Provinzial-Museum zu Königsberg i/Pr.

Figur 2. *Lima prussica* n. sp., natürl. Grösse. — Provinzial-Museum.

Figur 3. *Pecten mediocostatus* n. sp. A Bruchstück mit Ohren, natürl. Grösse. B Bruchstück aus der Schalenmitte, natürl. Grösse. C Ohren, 2mal vergrössert. – Provinzial-Museum.

Figur 4. *Exogyra auricularis* Whlbg. A Oberschale B Unterschale, natürl. Grösse. — Provinzial-Museum.

Figur 5. *Exogyra haliotoidea* Sow. Oberschale, natürl. Grösse. — Provinzial-Museum.

1A. 1B.

1C.

2. 3A.

3C.

3B.

4A. 4B. 5.

H. Braune gez. Lith. von Laue.

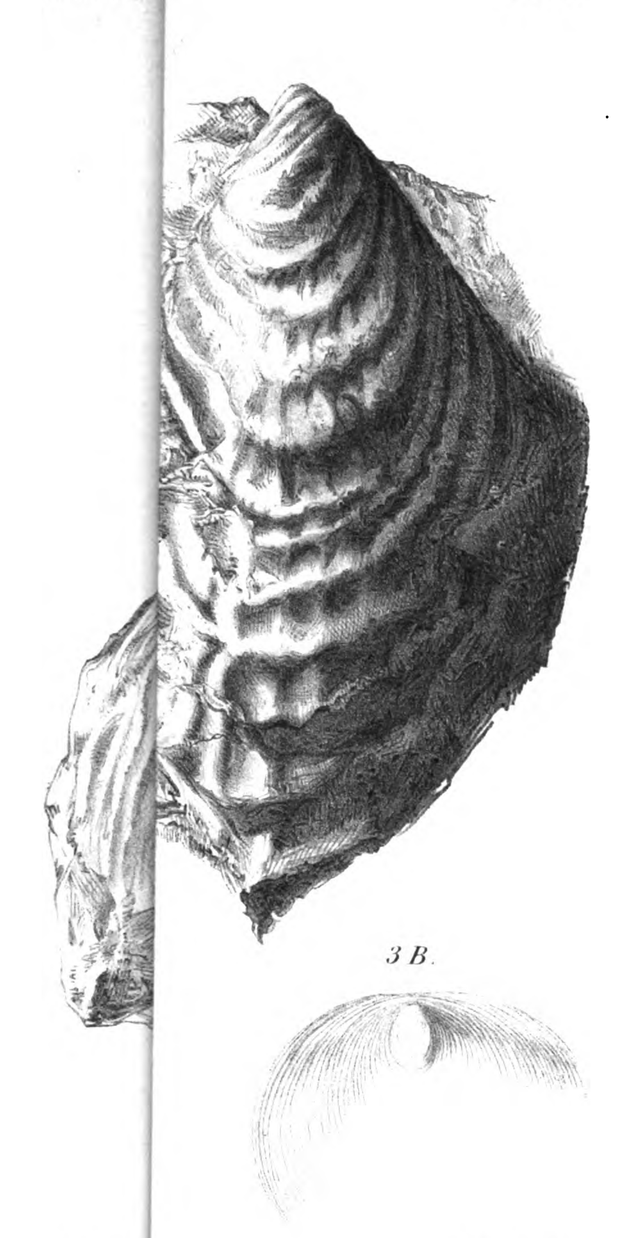

LIBRARY
UNIVERSITY
OF CALIFORNIA

## Erklärung der Tafel XVI.

Figur 1. *Inoceramus cardissoides* GOLDF. Linke Klappe aus dem „mergeligen Sandstein", natürl. Grösse. — Mineralogisches Universitäts-Museum zu Königsberg i/Pr.

Figur 2. *Inoceramus Cripsii* MANT. var. *decipiens* ZITT. Rechte Klappe, natürl. Gr. — Provinzial-Museum.

Figur 3. *Anomia splendens* n. sp. A natürl. Grösse. B 2mal vergrössert. — Mineralog. Universitäts-Museum.




H. Braune g[illegible]                                        Lith. von Laue.



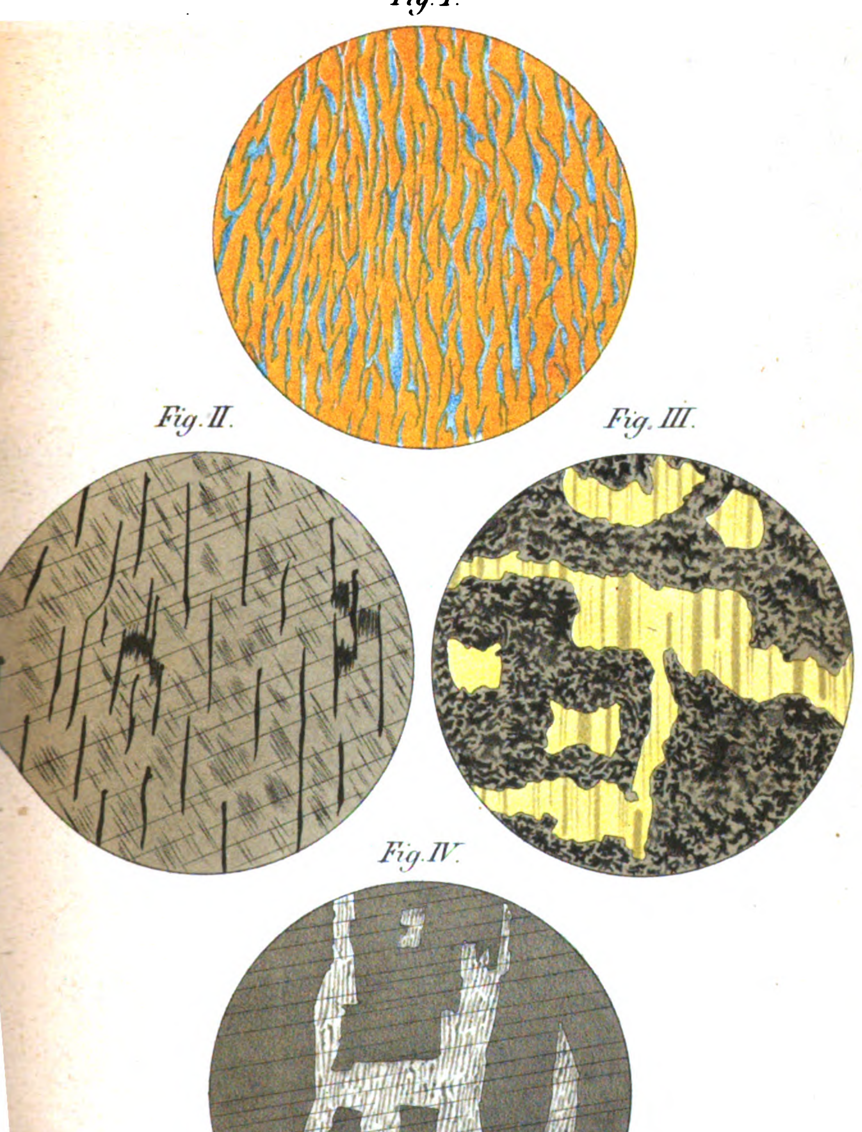
## Erklärung der Tafel XVII.

Figur 1. Schliff eines Orthoklases aus dem Granitit, parallel der Basis P; der Masse des Orthoklases ist ein Aderwerk von bläulich polarisirendem Albit eingelagert.

Figur 2. Desgl., parallel dem Klinopinakoïd M; 2 Systeme von Albitlamellen durchsetzen den Schliff, von denen das eine von oben nach unten, das andere von oben links nach unten rechts verläuft; ein drittes System paralleler Linien stellt die Spaltrisse parallel der Basis dar.

Figur 3. Schliff eines Mikroklins aus den Drusen der Gasgranite, parallel der Basis P; die von staubartigen Umwandlungsproducten getrübte Mikroklinsubstanz enthält breite unregelmässige Einlagerungen von Albit mit eingeschalteten Zwillingslamellen.

Figur 4. Desgl., parallel der Längsfläche M: der Schliff lässt albitische Einlagerungen und Spaltrisse erkennen.




Klockmann gez. Laue lith.


UNIVERSITY
OF CALIFORNIA

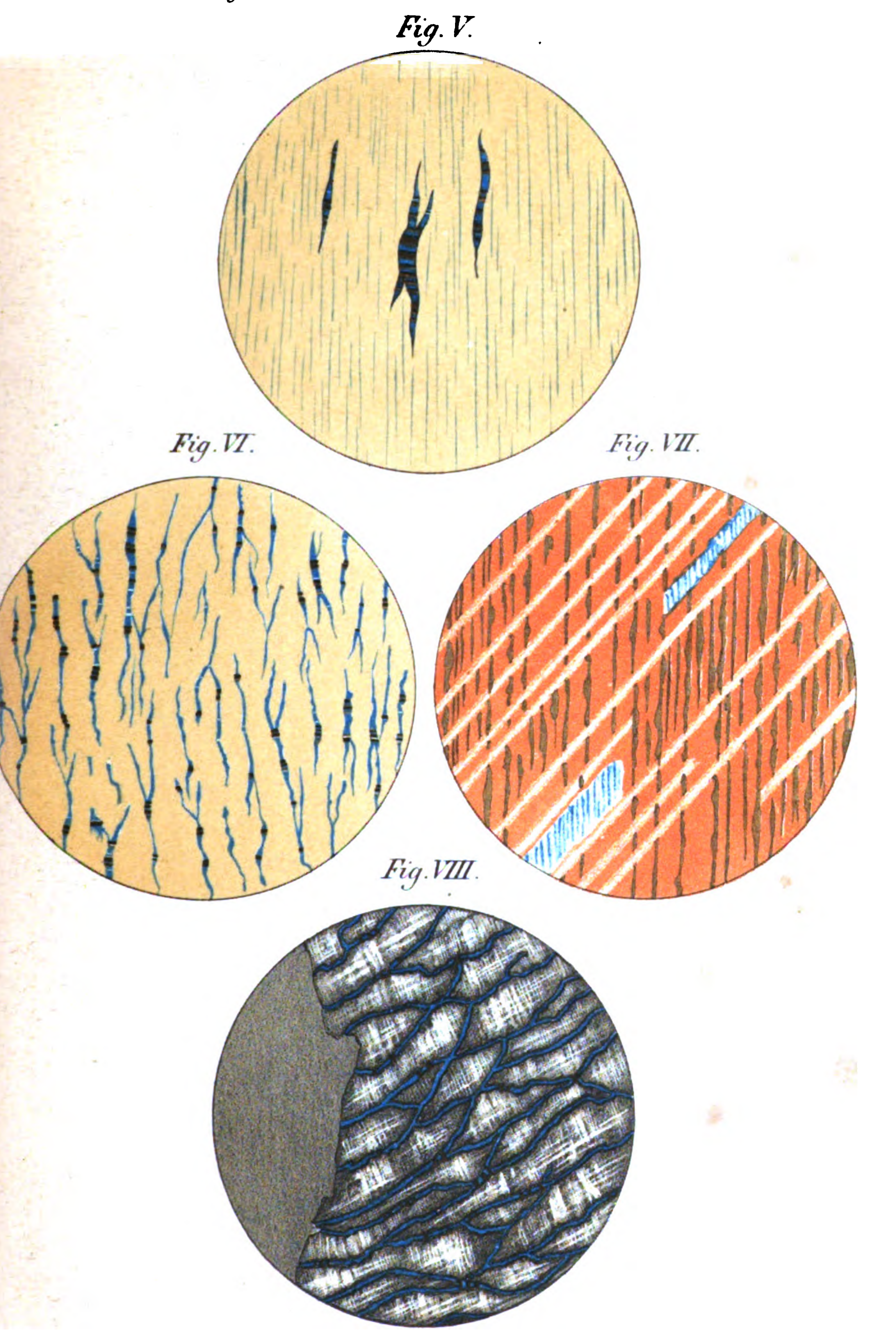
## Erklärung der Tafel XVIII.

Figur 5. Schliff eines Orthoklases aus dem Ganggranit parallel P; die Masse des Orthoklases durchziehen feine und parallel verlaufende Albitleisten, die sich stellenweise zu unregelmässig gestalteten Einlagerungen verbreitern und dann Zwillingsstructur annehmen.

Figur 6. Desgl., ein mehr fortgeschrittenes Stadium der Entwickelung von Albitschnüren innerhalb der Orthoklassubstanz; aus den linienartigen Albitleisten in der Figur 5 haben sich breite Schnüre und Adern von Albit herangebildet.

Figur 7. Desgl., parallel M; der Schliff wird von schräg verlaufenden, streng parallelen Lamellen durchsetzt, gegen welche senkrechte Albitlamellen absetzen: letztere sind auch z. Th. auf jenen ersteren ausgeschieden.

Figur 8. Desgl., parallel P; die Albitschnüre haben sich zu einem Netzwerk zusammengeschlossen, zwischen dessen Maschen die ursprünglich einheitliche Orthoklassubstanz eine mikroklinartige Structur angenommen hat.




Klockmann gez. Laue lith.


LIBRARY
OF CALIFORNIA

## Erklärung der Tafel XIX.

Figur 1. Schematische Darstellung der Verwachsungsart des Albits mit dem Mikroklin; von den 4 Albitindividuen I, II, III und IV, welche den verticalen Prismenflächen des Mikroklins aufsitzen, befinden sich die Individuen

I und II<br>
III und IV<br>
I und IV<br>
II und III } in Zwillingsstellung nach dem Albisgesetz,

dagegen die Individuen

I und III<br>
II und IV } in Parallelstellung.

Demzufolge sind die Individuen I und III mit dem Mikroklin in Zwillingsstellung, dagegen II und IV mit dem Mikroklin in Parallelstellung.

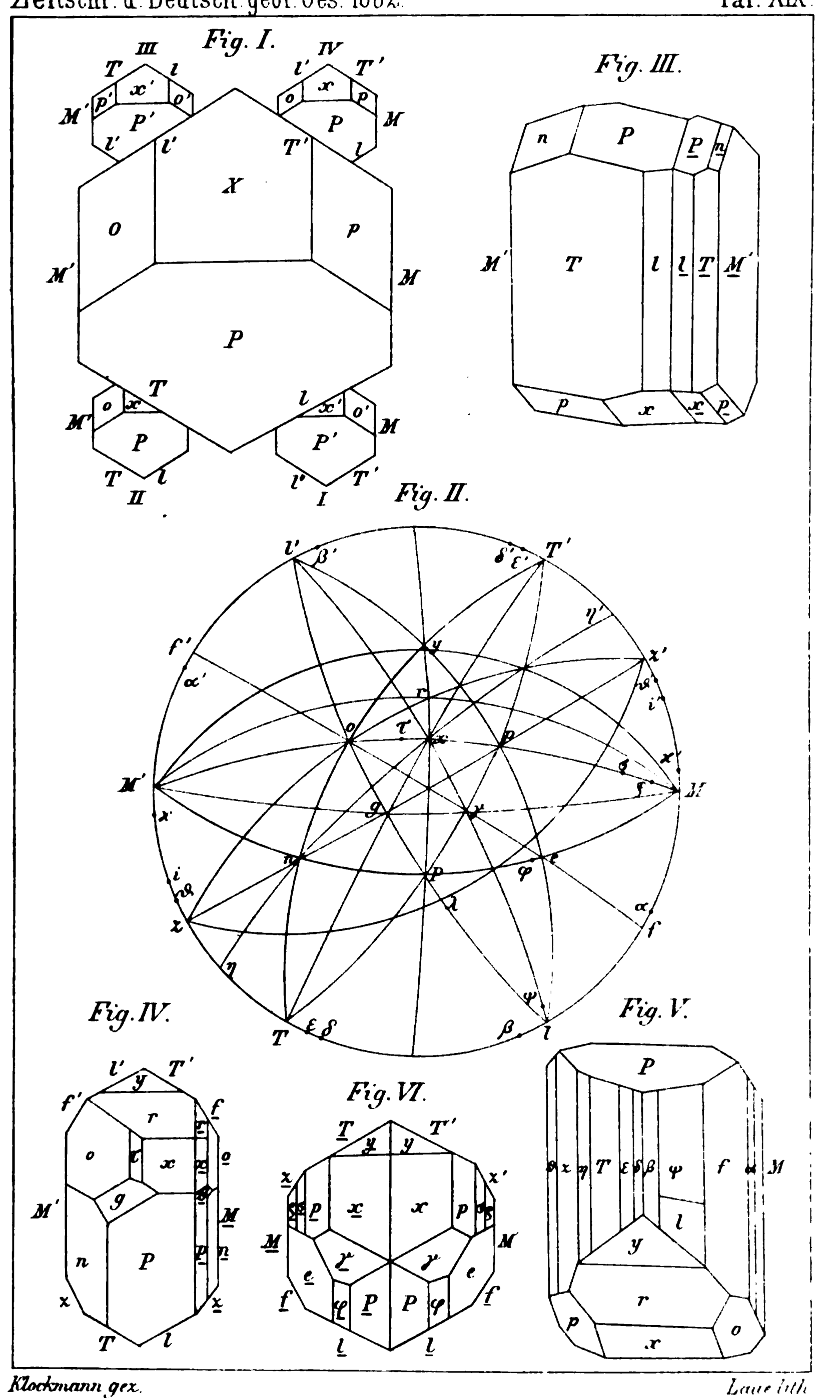
Figur 2. Stereographische Projection sämmtlicher am Hirschberger Albit beobachteten Flächen.

Figur 3. Gewöhnlicher Habitus der Hirschberger Albitzwillinge; das eine Individuum tritt an Grösse gegen das andere sehr zurück.

Figur 4. Verticalprojection des oberen Endes eines Albitzwillings; das eine Ende gegen das andere sehr verkürzt; P und $\underline{P}$ bilden einen einspringenden Winkel.

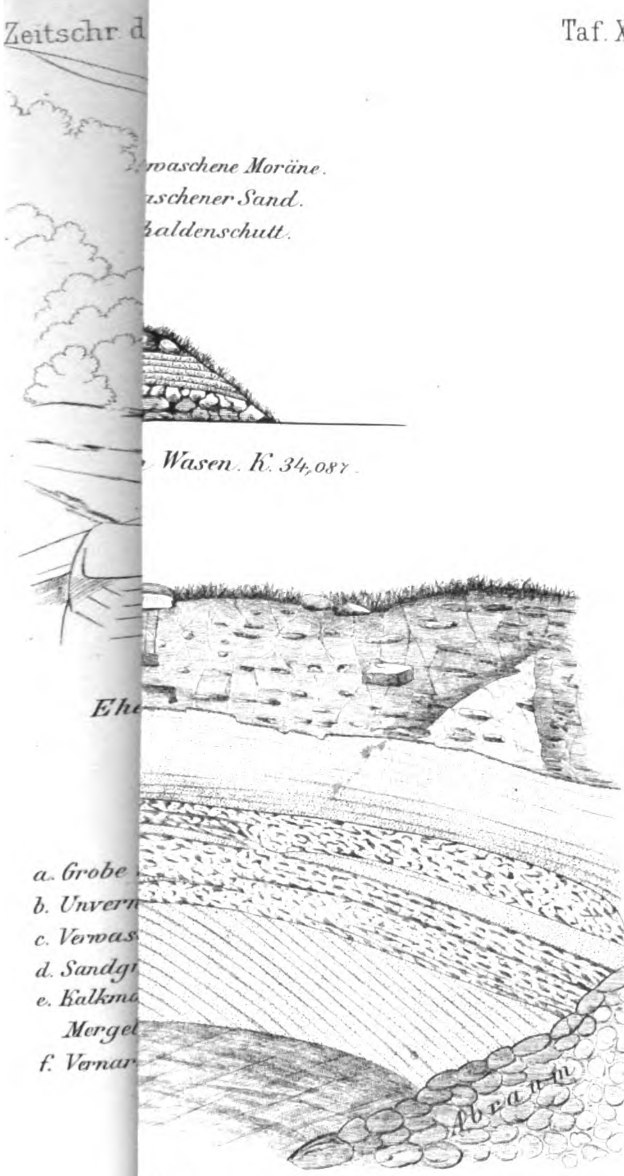
Figur 5. Ein Albitindividuum; zeigt den Flächenreichthum der Horizontalzone.

Figur 6. Verticalprojection des unteren Endes eines Albitzwillings; P und $\underline{P}$ bilden einen ausspringenden Winkel.




Klockmann gez. Laue lith.






…Brauerei.

…Steine Kubikfuss gross.

…nige kleine Steine. 1 m.
…nige Sandlagen. 1 ¼ m.
…Sand; zum Theil rostig. Holz ?
…Einzelne grobe Blöcke.



## Erklärung der Tafel XXI.

Figur 1. *Anthracomartus Völkelianus* KARSCH von der Bauchseite. Natürl. Grösse.

Figur 2. *Anthracomartus Völkelianus* KARSCH von der Rückenseite. Natürl. Grösse.

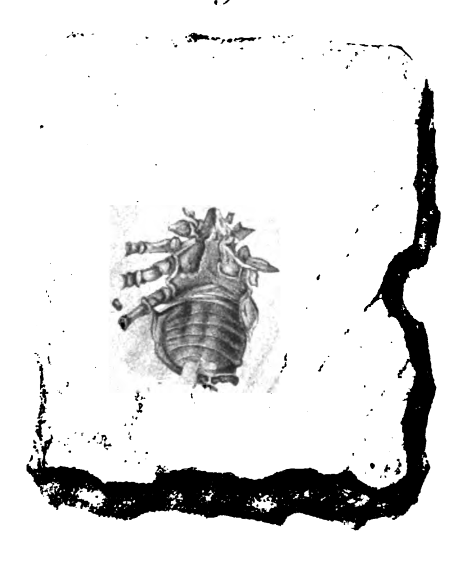
---

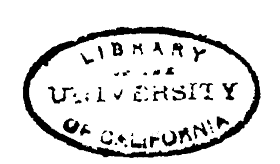
Die Anfertigung der Zeichnungen hat Herr General QUEDENFELDT gütigst übernommen.

Fig. 1.



Fig. 2.

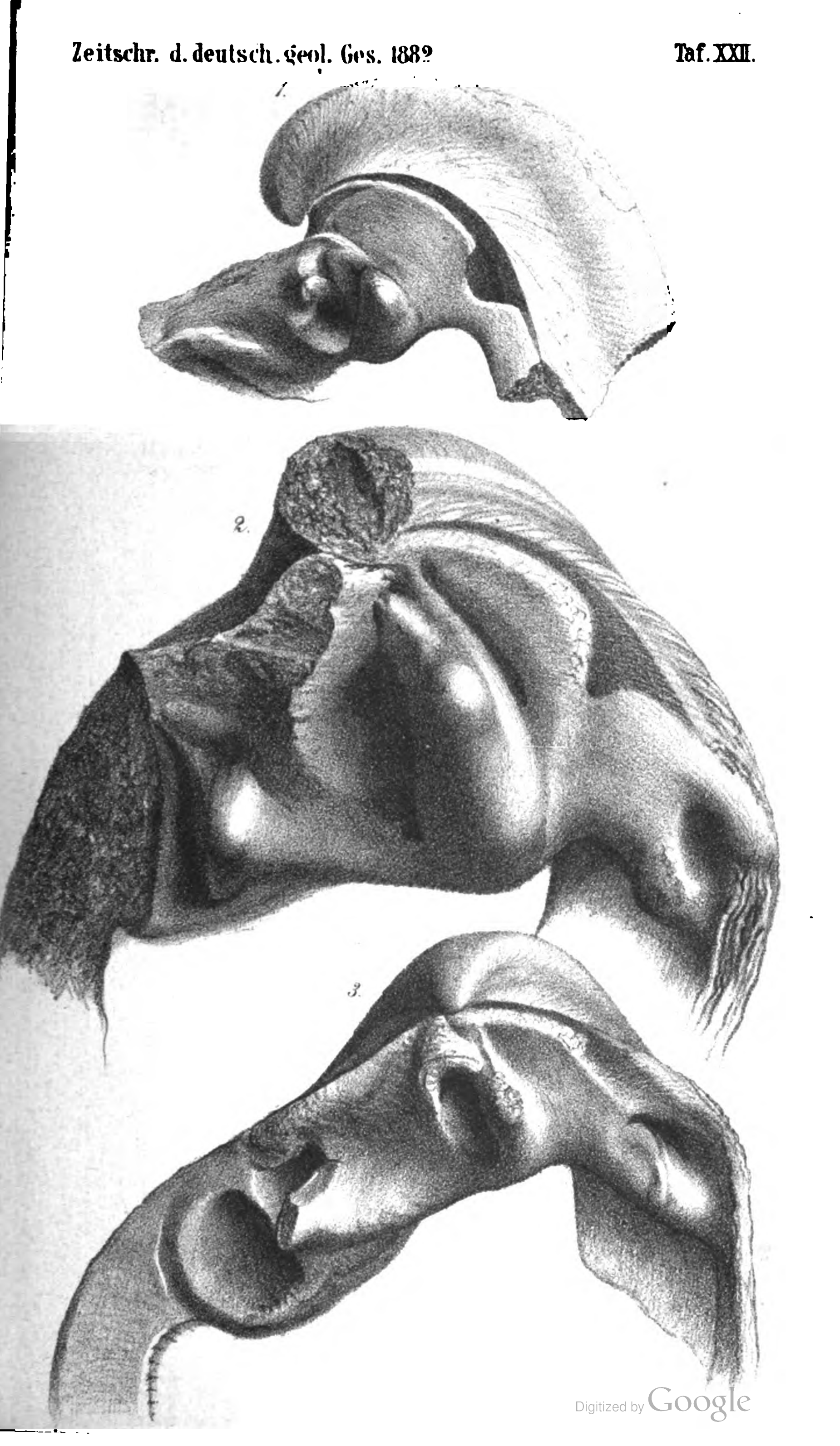




## Erklärung der Tafel XXII.

F i g u r 1. *Pachyrisma grande* MORRIS u. LYCETT. Rechte Klappe. Aus dem Grossoolith von Minchinhampton, Grafsch. Gloucester. Sammlung des Münchener palaeontologischen Museums. pag. 604.

F i g u r 2—3. *Pachyrisma* cf. *Beaumonti* ZEUSCHNER. Rechte Klappen. Aus dem tithonischen Kalk von Inwald bei Andrychau, Galizien Sammlung des Münchener palaeontologischen Museums. pag. 605.


1.
2.
3.



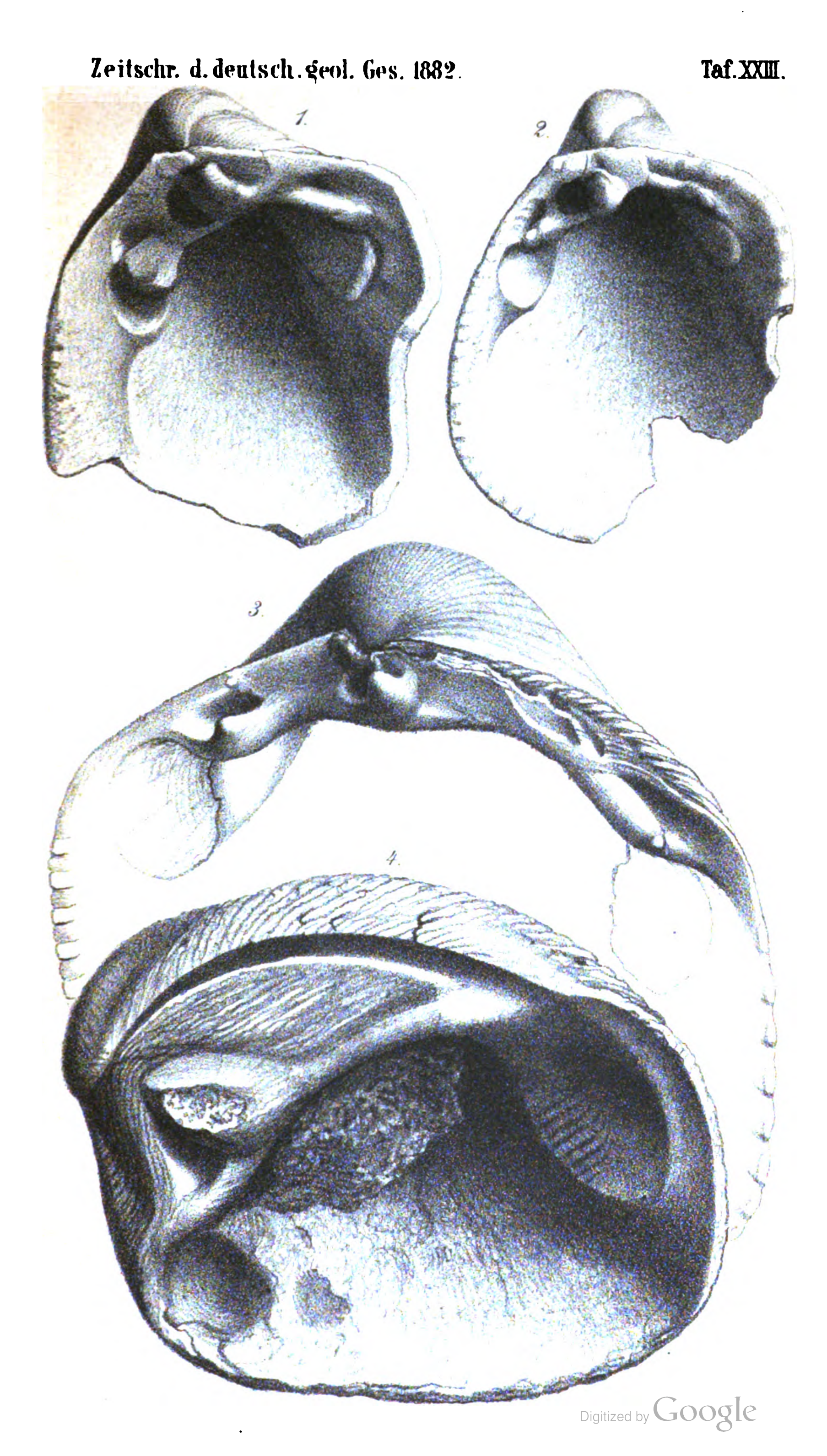
## Erklärung der Tafel XXIII.

Figur 1. *Cardium corallinum* LEYMERIE. Rechte Klappe Aus dem Korallenkalke von Valfin, Dép. Jura. Sammlung des Münchener palaeontologischen Museums. pag. 608

Figur 2. *Cardium corallinum* LEYMERIE. Rechte Klappe. Aus den Korallenkalken des Dép. Yonne. Sammlung des Münchener palaeontologischen Museums. pag. 608

Figur 3. *Cardium pseudolima* LAMARCK. Rechte Klappe. Zanzibar. Sammlung des Münchener zoologischen Museums. pag. 609.

Figur 4. *Hippopodium bajocense* D'ORBIGNY. Rechte Klappe. Aus dem Unteroolith von Bayeux, Dép. Calvados. Meine Sammlung. pag. 620.

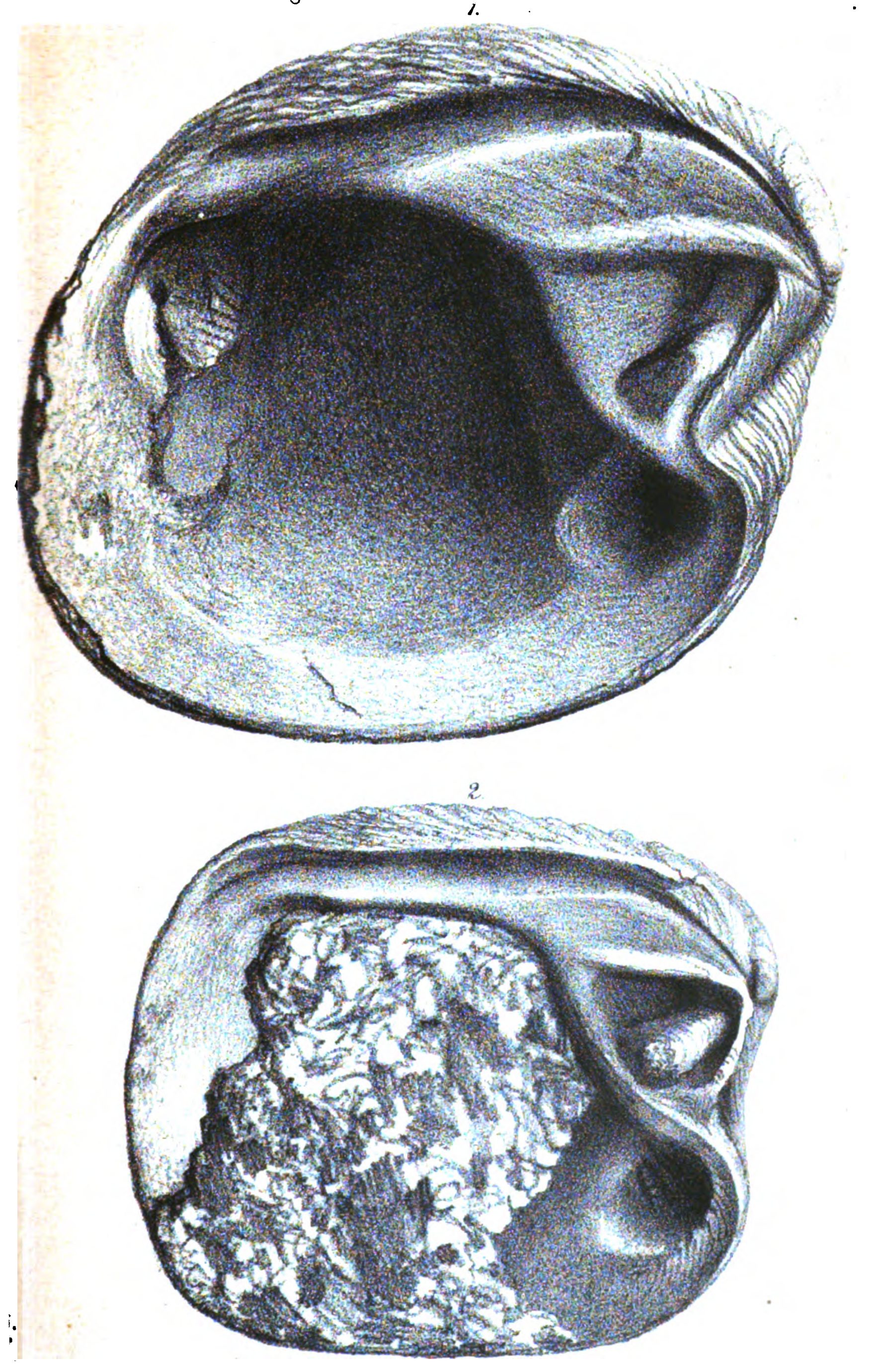

1.
2.
3.
4.


LIBRARY
OF THE
UNIVERSITY
OF CALIFORNIA

## Erklärung der Tafel XXIV.

Figur 1. *Astarte bajocensis* D'ORBIGNY sp. Linke Klappe. Aus dem Unteroolith von Bayeux, Dép. Calvados. Sammlung des k. k. Hof-Mineralien-Kabinets in Wien. pag. 620.

Figur 2. *Astarte luciensis* D'ORBIGNY sp. Linke Klappe. Aus dem Grossoolith von Ranville, Dép. Calvados. Sammlung des k. k. Hof-Mineralien-Kabinets in Wien. pag. 621.

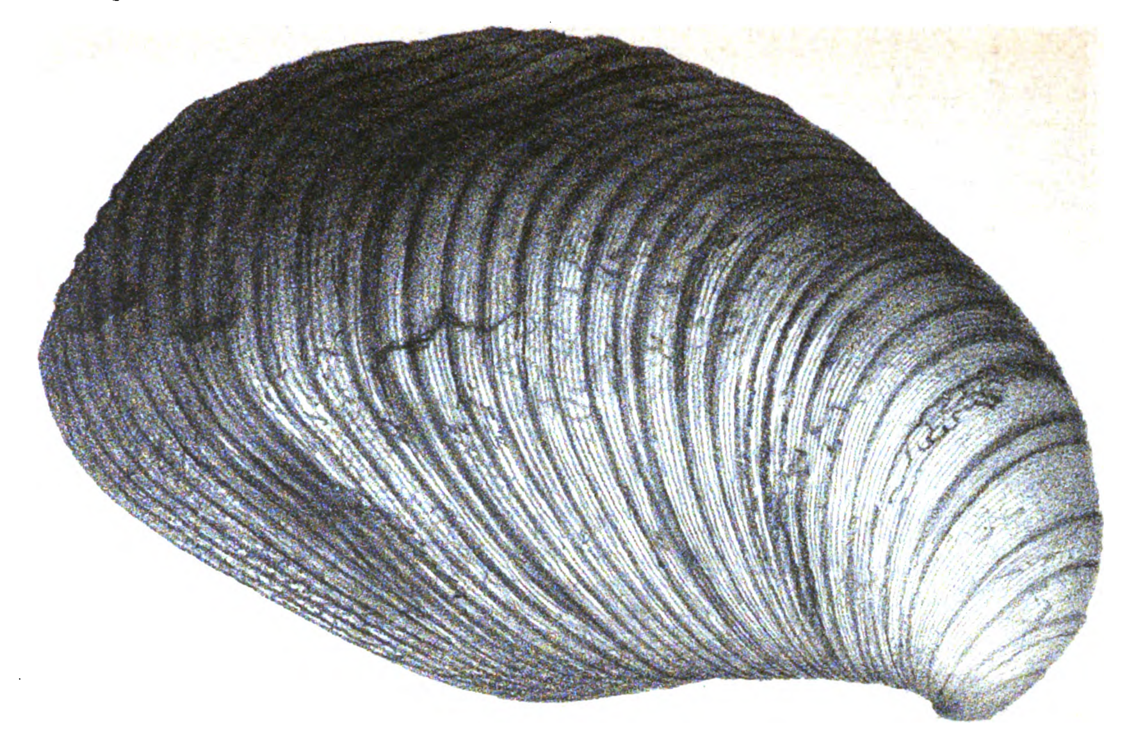

1.
2.


LIBRARY
UNIVERSITY
OF CALIFORNIA



## Erklärung der Tafel XXVII.

*Astarte Cotteaui* d'Orbigny sp. Rechte Klappe. Aus dem Korallenkalk von Mailly-la-ville, Dép. Yonne. Zweites Exemplar. Sammlung des Herrn G. Cotteau. Das Schloss dieses Exemplars ist nicht erhalten. pag. 622.

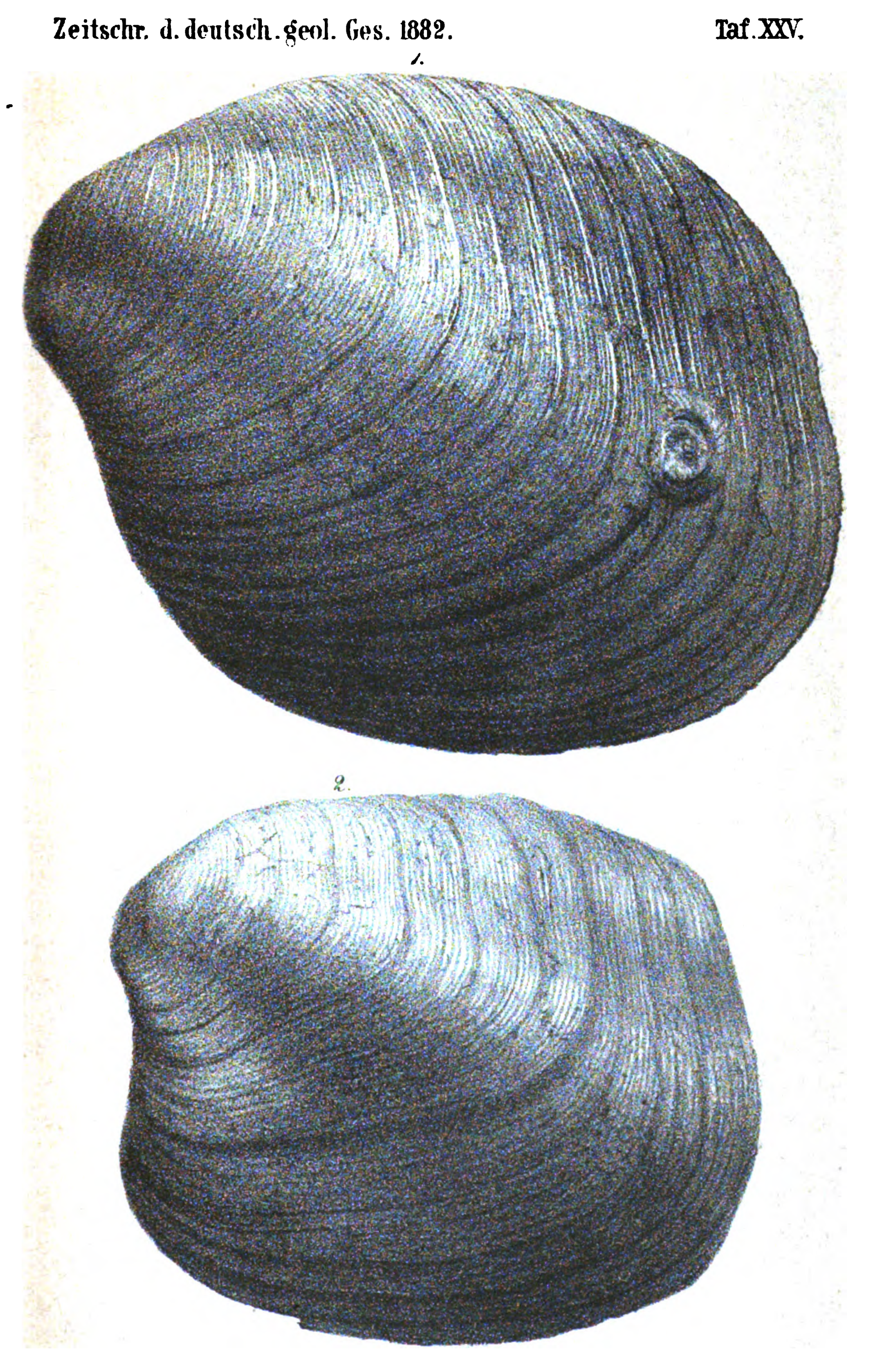




## Erklärung der Tafel XXV.

Figur 1. *Hippopodium bajocense* d'Orb. Unteroolith von Bayeux, Dép. Calvados. Sammlung des k. k. Hof-Mineralien-Kabinets in Wien. pag 620.

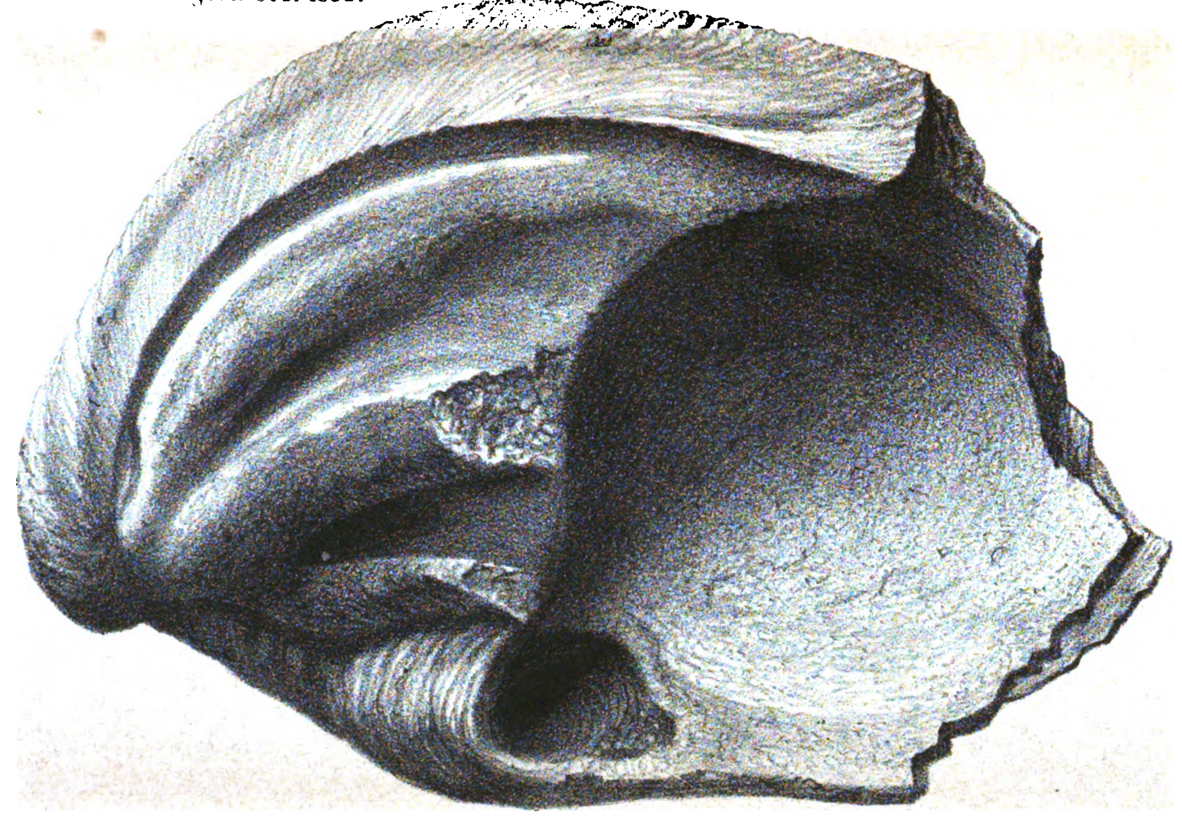
Figur 2. *Hippopodium luciense* d'Orb. Aus dem Grossoolith von Ranville, Dép. Calvados. Sammlung des k. k Hof-Mineralien-Kabinets in Wien. pag. 621.


1.
2.



## Erklärung der Tafel XXVI.

*Astarte Cotteaui* d'Orbigny sp. Rechte Klappe. Aus dem Korallenkalke von Mailly-la-ville, Dép. Yonne. Sammlung des Herrn G. Cotteau. pag. 622.




LIBRARY
OF THE
UNIVERSITY
OF CALIFORNIA

Plate 27 precedes Pl. 25.

## Erklärung der Tafel XXVIII.

Figur 1. *Annularia sphenophylloides* Zenker sp. mit ansitzenden Fruchtähren, vom Grundflötze des Gottes-Segen-Schachtes in Lugau. Natürl. Grösse. Nach einer Photographie.

Figur 2. Drei Glieder einer Fruchtähre derselben Art, vom Glückaufflötze des Kaiserin-Augusta-Schachtes in Neu-Oelsnitz in $2^1/_2$-facher Vergr.

Figur 3. Zwei Aehren derselben Art vom Deutschland-Schachte No. II. in Oelsnitz. Natürl. Grösse. Bei x netzförmige Strichelung der Sporangien.

Figur 4. Die Glieder a, b und c der in Fig. 3 A dargestellten Aehre in $4^1/_2$ facher Vergr.

Figur 4a. Schematische Darstellung eines Aehrengliedes derselben Art in $2^1/_2$ facher Grösse.

Figur 5. *Annularia sphenophylloides* Zenker sp. mit dem Stengel und dessen Scheidenblattquirlen, sowie mit Aesten 1. u. 2. Ordnung, vom Hauptflötze des Vertrauenschachtes in Lugau. Natürl. Grösse. Nach einer Photographie.

Figur 6. Desgl. Zwei Ast-Blattquirle, vom Glückaufflötze des Vereinsglückschachtes in Oelsnitz. Natürl. Grösse.

Figur 7 u. 8. Die Blättchen a, b und c von Fig. 6 in $3^1/_2$- resp. 4 facher Grösse.

Figur 9 u. 10. Blättchen eines Exemplars derselben Art vom Vereinsglückschachte in Oelsnitz. $3^1/_2$ fache Grösse.

NB. Die Originale befinden sich im Museum der geolog. Landesuntersuchung von Sachsen zu Leipzig.

Zeitschr. d. Deutsch

Fig. 2

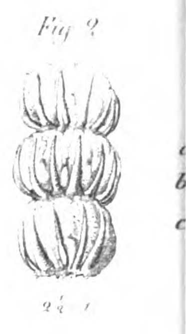

$2\frac{1}{2}:1$

Fig. 4


$4\frac{1}{2}:1$

Fig. 4 a


$4\frac{1}{2}:1$

Gez. von Fischer u. Sterz


LIBRARY
UNIVERSITY
OF CALIFORNIA

## Erklärung der Tafel XXIX.

Figur 1. Porphyrlager (d) von geringer Mächtigkeit mit Thonschiefer (e) wechsellagernd. Mochenstein bei Schönau.

Figur 2. Diabas von Alt-Schönau. au Augit mit dichtgedrängten Querrissen an einem Ende. hb Blaue Hornblende. ch Feine chloritische Substanz. ap Apatit.

Figur 3. au Farbloser Augit. ur Farbloser Uralit. Röhrigsberg bei Jannowitz.

Figur 4. Diabas von Alt-Schönau. hb Blaue und hbr braune Hornblende.

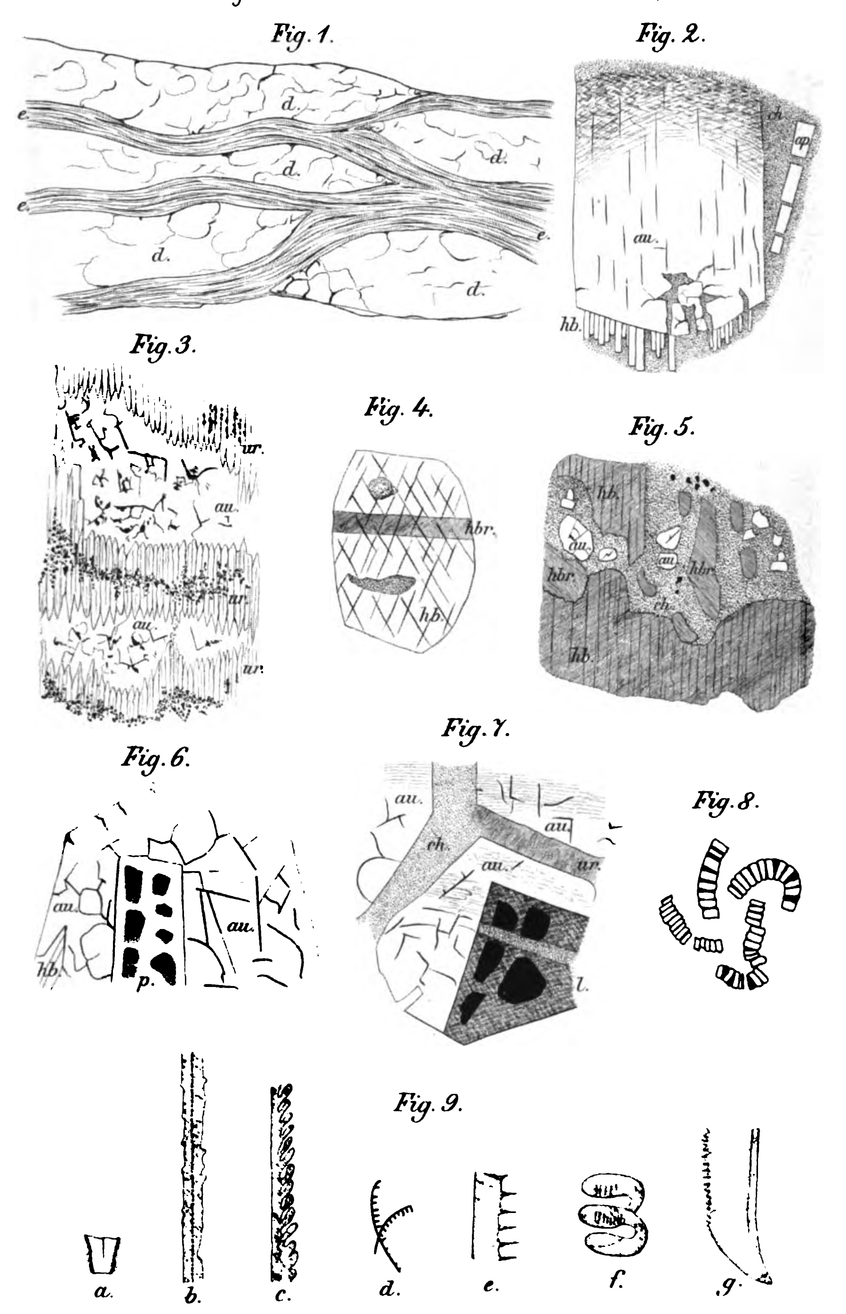
Figur 5. hb Blaue, hbr braune Hornblende. ch Chloritische Substanz. au Augit. Ebendaher.

Figur 6. p Plagioklas. au Augit. hb Blaue Hornblende Rathsberg bei Jauer.

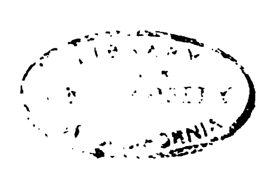
Figur 7. Diabas von Hohendorf. au Augit. ch Chloritische Substanz. ur Uralit. l Leukoxen mit opaken Körnern von Titaneisen.

Figur 8. Chlorit aus dem Diabas von Nieder-Leipe.

Figur 9.: a *Retiolites Geinitzianus* BARR.
b *Diplograpsus?*
d und c *Monograpsus Becki* BARR.
e *Monograpsus Halli?* BARR.
f *Monograpsus Proteus* BARR.
g ? *Monograpsus latus* MAC COY.


Fig. 1.
e.
d.
Fig. 2.
ch
ap
au.
hb.
Fig. 3.
ur.
au.
Fig. 4.
hbr.
hb.
Fig. 5.
hb.
au.
hbr.
ch.
Fig. 6.
p.
Fig. 7.
l.
Fig. 8.
Fig. 9.
a.
b.
c.
d.
e.
f.
g.

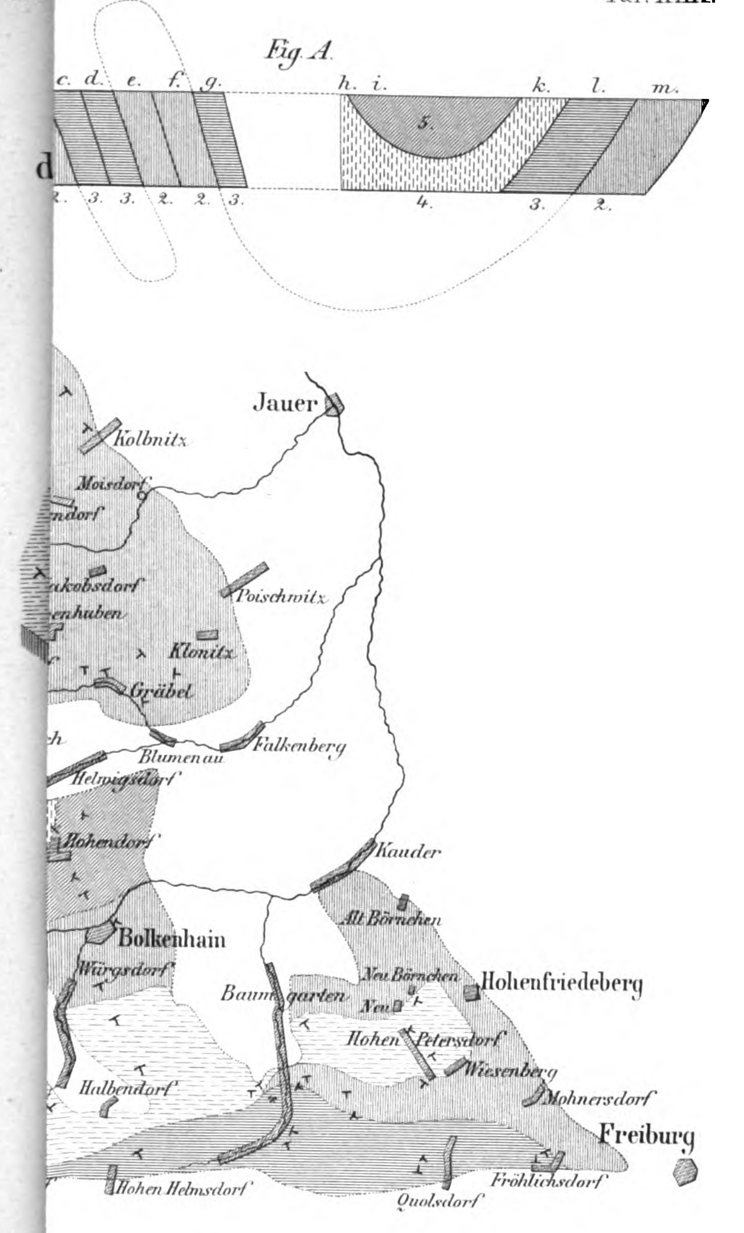
C. Laue lith



## Erklärung der Tafel XXX.

Figur A. Schematisches Profil von Rudelsstadt — Klein-Helmsdorf — Schönau — Seichau. 1. Grünschiefer, 2. Untere Diabaszone. 3. Hauptthonschiefer mit Kalk oder Kieselschiefer. 4. Oberer Diabas. 5. Oberster Thonschiefer mit Kieselschiefer. a Bleiberg. b Ober-Kauffung. c Kitzelberg. d Kalk von Mittel-Kauffung. e Diabas von Nieder-Kauffung. f von Alt-Schönau. g Kalk von Klein-Helmsdorf. h Georgendorf. i Schönau. k Konradswaldau. l Pombsen. m Willmannsdorf.




Fig. A.
c. d. e. f. g.
h. i.
k. l. m.
3.
2. 3. 3. 2. 2. 3.
4.
3. 2.
Jauer
Kolbnitz
Moisdorf
ndorf
akobsdorf
enhuben
Poischwitz
Klonitz
Gräbel
Blumenau
Falkenberg
Helwigsdorf
Hohendorf
Kauder
Alt Börnchen
Bolkenhain
Würgsdorf
Neu Börnchen
Hohenfriedeberg
Baumgarten
Neu
Hohen Petersdorf
Wiesenberg
Halbendorf
Mohnersdorf
Freiburg
Hohen Helmsdorf
Fröhlichsdorf
Quolsdorf

C. Laue lith



## Erklärung der Tafel XXXI.

Figur 1. *Trematosphaeria lignitum* Hr. sp. 3—4 mal vergr., Perithecium vergr., Ascosporen 300 mal vergr.

Figur 2. *Phacidium umbonatum*. Natürl. Gr. und vergr.

Figur 3. *Xylomites varius* Hr var. *Salicis*. Natürl. Gr. u. vergr.

Figur 4. *Blechnum Göpperti* Ett. Epidermis und isolirtes Gefäss eines Fiederchens.

Figur 5. *Woodwardia minor*. a, b von Mittweida, c von Tanndorf, d Nervatur vergr.

Figur 6. *Glyptostrobus europaeus* Brongn. sp. Zapfen, vergr.

Figur 7. *Potamogeton amblyphyllus*. Blätter und Epidermis.

Figur 8. *Palmacites Daemonorhops* Hr. Anatomie der Stacheln: a Querschnitt, schwach vergr.; b Theil desselben, stark vergr.; c Längsschnitt; d isolirte Zelle der Randzone.

Figur 9. *Palmacites Daemonorhops* Hr. Holz, die Gefässbündel zeigend.

Figur 10. *Palmacites Daemonorhops* Hr. Stamm mit Gefässbündelspuren der Stacheln.

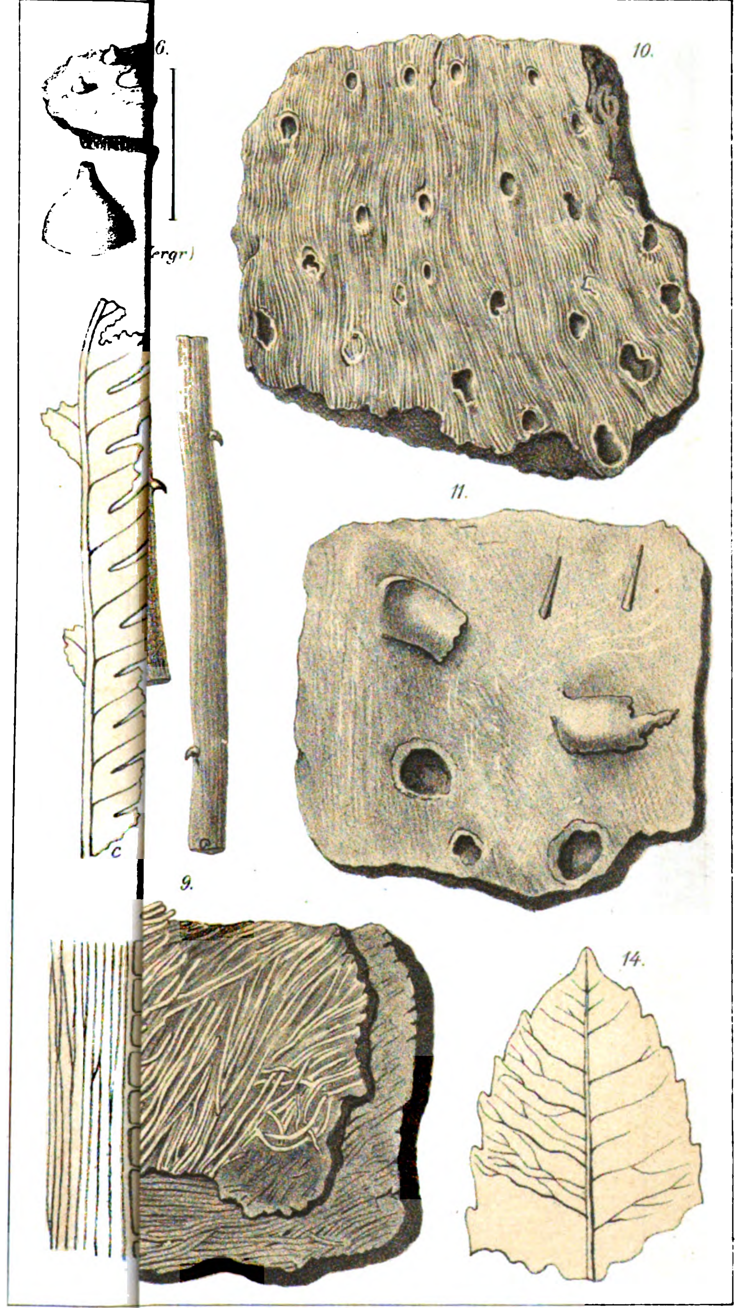
Figur 11. *Palmacites Daemonorhops* Hr. Stamm mit Wurzelnarben.

Figur 12. *Palmacites Daemonorhops* Hr. Stamm, Querschnitt. Vergr. 100 : 1.

Figur 13. *Palmacites Daemonorhops* Hr. a–b Ranken, c Stachel vergrössert.

Figur 14. *Quercus Haidingeri* Ett.






Nach d. Nat. gez.

Lith. Anst. v. E. A. Funke, Leipzig

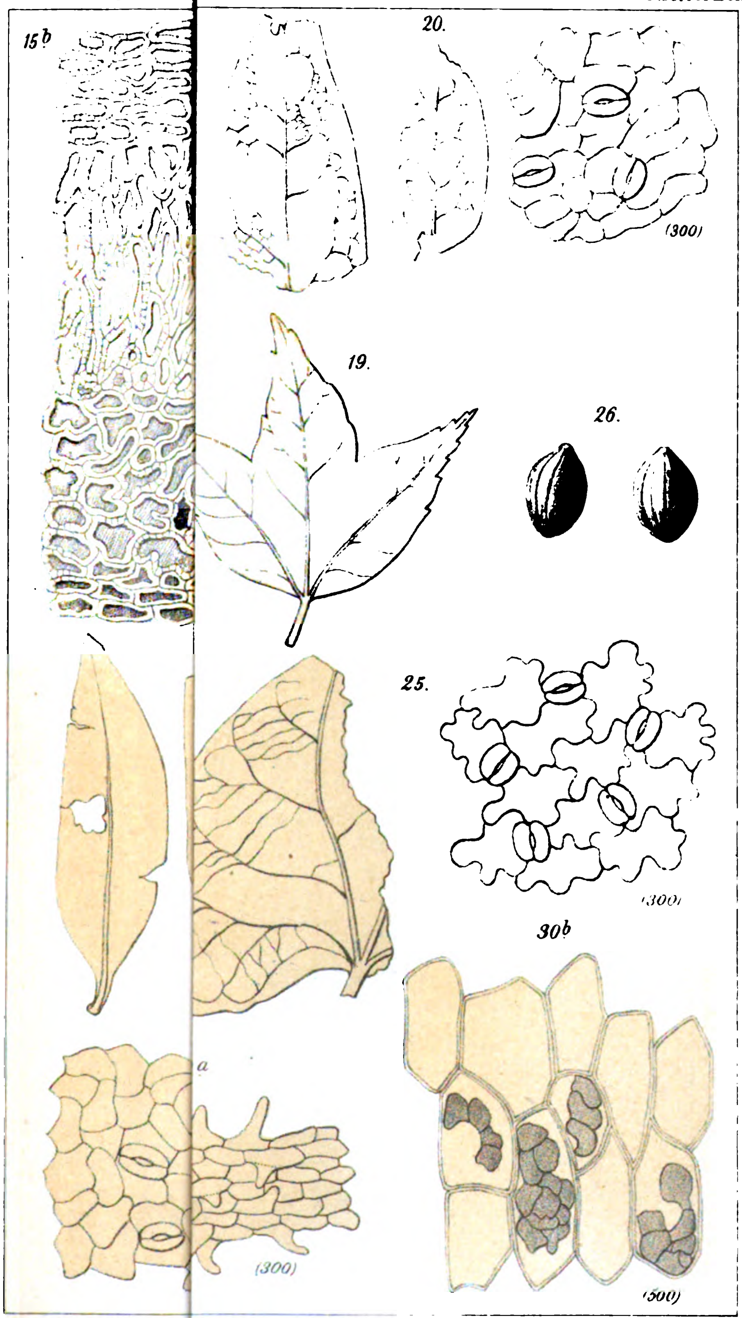

UNIVERSITY
OF CALIFORNIA

## Erklärung der Tafel XXXII.

Figur 15. *Carya ventricosa* UNG. a Nuss, b Querschnitt durch das Endocarp. Vergr. 300 : 1.
Figur 16. *Myrica salicina* UNG.
Figur 17. *Platanus aceroides* GÖPP.
Figur 18. *Anona altenburgensis* UNG.
Figur 19. *Acer trilobatum* AL. BR.
Figur 20. *Cluytia aglaiaefolia* WESS. et WEB. Blätter; Epidermis, Vergr. 300 : 1.
Figur 21. *Trapa Credneri* SCHENK.
Figur 22. *Daphne persooniaeformis* WEB. et WESS. (Irrthümlich Fig. 20 auf der Tafel.)
Figur 23. *Dalbergia retusaefolia* WEB. sp.
Figur 24. *Cassia pseudoglandulosa* ETT. a Fiederchen, b Blattepidermis. Vergr. 300 : 1.
Figur 25. *Aristolochia Aesculapi* HR. Blatt und Epidermis.
Figur 26. *Nyssa ornithobroma* UNG.
Figur 27. *Apocynophyllum helveticum* HR.
Figur 28. *Carpolithes nitens* HR.
Figur 29. *Carpolithes nymphaeoides*. a in natürl. Gr., b vergr.
Figur 30a. Wurzelepidermis mit Wurzelhaaren Vergr. 300 : 1.
Figur 30b. Pilzmycel im Gewebe der fossilen Wurzel. 500 : 1.

Bemerkung. Die abgebildeten fossilen Pflanzenreste befinden sich in der Sammlung der königl. sächsischen geolog. Landesuntersuchung.

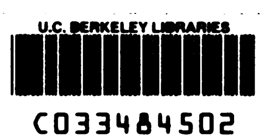





Nach d. Nat. gez. v. Beck

Lith. Anst. v. F. A. Funke, Leipzig


LIBRARY
OF THE
UNIVERSITY
OF CALIFORNIA


U.C. BERKELEY LIBRARIES
C033484502







